



С. Б. Крашенинникова

ВОДНЫЕ МАССЫ И ПЕРЕНОСЫ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ



A. O. Kovalevsky Institute of Marine Biological
Research of RAS

Krashennnikova S. B.

**WATER MASS AND HEAT TRANSFER
IN THE NORTH ATLANTIC**

Simferopol
PP "ARIAL"
2019

Институт морских биологических исследований
имени А. О. Ковалевского РАН

С. Б. Крашенинникова

**ВОДНЫЕ МАССЫ И ПЕРЕНОСЫ ТЕПЛА
В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Симферополь
ИТ «АРИАЛ»
2019

УДК 551.46+533.6.011.6(261)
ББК 26.221(92)
К 78

*Печатается по решению ученого совета
ФГБУН «Институт морских биологических исследований
имени А. О. Ковалевского РАН» (протокол № 3 от 22.05.2019)*

Рецензенты:

д-р физ.-мат. наук, проф. **В. А. Гриценко**,
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального
образования «Балтийский федеральный университет им. И. Канта», г. Калининград;
д-р физ.-мат. наук **В. В. Иванов**,
Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва.

Крашенинникова С. Б.

К 78 Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике / С. Б. Крашенинникова. –
Симферополь : ИТ «АРИАЛ», 2019. – 124 с.
ISBN 978-5-907162-84-6

Монография является современным обобщением представлений о водных массах и переносах тепла в Северной Атлантике. В ней впервые выполнена классификация водных масс с описанием их гидрологических и гидрохимических характеристик во всей толще океана, имеющая важное значение для выявления регионов с высокой биологической продуктивностью и решения экологических задач. Обобщены сведения о среднесезонных оценках интегральных тепломассопереносов и их отдельных компонент (дрейфовой и свердруповской) и течений, ответственных за перенос тепла из низких в высокие широты, тем самым контролирующими климатические изменения Атлантико-Европейского и Арктического регионов. Рассмотрены физические механизмы переноса массы и тепла на сезонном, синоптическом, межгодовом и междесятилетнем масштабах.

Монография полезна для широкой аудитории специалистов, аспирантов и студентов, интересующихся океанологией, гидробиологией, метеорологией, экологией и другими смежными дисциплинами.

УДК 551.46+533.6.011.6(261)
ББК 26.221(92)

Krasheninnikova S. B.

К 78 Water mass and heat transfer in the North Atlantic / S. B. Krasheninnikova. – Simferopol :
PP "ARIAL", 2019. – 124 p.
ISBN 978-5-907162-84-6

The monograph is a modern generalization of conceptions of water masses and heat transfers in the North Atlantic. It was the first to classify water masses with a description of their hydrological and hydrochemical characteristics throughout the ocean, which is important for identifying regions of high biological productivity and solving environmental problems. Data on the mean annual estimates of the integral heat and mass transport and their separate components (drift and Sverdrup) and currents responsible for the heat transfer from low to high latitudes, thereby controlling the climatic changes of the Atlantic-European and Arctic regions, are generalized. Physical mechanisms of mass and heat transports at seasonal, synoptic, inter-annual and inter-decadal scales are considered.

The monograph is useful for a wide audience of specialists, post-graduate students and students interested in oceanology, hydrobiology, meteorology, ecology and other related disciplines.

УДК 551.46+533.6.011.6(261)
ББК 26.221(92)

ISBN 978-5-907162-84-6

© Крашенинникова С. Б., 2019
© ФГБУН ИМБИ, 2019
© ИТ «АРИАЛ», макет, оформление, 2019

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одним из актуальных направлений современной науки является изучение механизмов, определяющих изменения климата в прошлом, настоящем и будущем. Известно, что океан – важная часть климатической системы. Он имеет более плотную и вязкую структуру, чем атмосфера, и воздействует на теплообмен с ней, медленно охлаждаясь и нагреваясь, регулирует адвективный перенос термохалинных аномалий [29, 72, 89, 124]. Океан, как более инерционный элемент климатической системы, отвечает за низкочастотную изменчивость климатических характеристик [72, 175, 313].

Одним из главных механизмов, посредством которых океан влияет на формирование глобальной климатической системы, является перенос тепла. Особенно важен меридиональный перенос тепла (МПТ) в тропических и субтропических широтах, поскольку за счет МПТ в системе океан – атмосфера происходит уменьшение термических контрастов между высокими и низкими широтами. На океанический МПТ приходится основная доля суммарного переноса тепла в климатической системе в тропических-субтропических широтах. В Субтропической Атлантике доля меридионального переноса тепла океана составляет, по [215], от 60 до 75 % общего МПТ.

Атлантический океан играет особую роль в формировании глобального МПТ. В нем существует квазистационарный перенос тепла на север, несимметричный относительно экватора [97, 124, 187, 197, 264, 313, 332]. Аномальность направления меридионального переноса тепла в Южной Атлантике к экватору по сравнению с другими океанами получила название феномена Хастенрата [189]. Такое распределение МПТ объясняется в рамках схемы общей циркуляции вод Мирового океана Стоммела и Брокера [93, 123]. Квазистационарный перенос тепла обусловлен глобальной Атлантической термохалинной циркуляционной ячейкой, которая формируется за счет:

- Переноса Североатлантических глубинных водных масс на юг в Атлантике, образующихся в результате глубокой зимней конвекции в субарктическом регионе [62, 146].

- Компенсирующего переноса на север теплых поверхностных вод в направлении Арктики [73, 89, 93, 123, 142, 144]. Описанию водных масс Северной Атлантики и их гидрологических и гидрохимических характеристик уделено особое внимание в монографии.

Величина меридионального переноса тепла существенным образом зависит от переноса массы Атлантической меридиональной ячейки циркуляции (АМЯЦ). Максимальная величина МПТ достигается, когда перенос поверхностных вод в одном направлении полностью компенсируется противоположно направленным переносом глубинных вод [6].

Исследованию процессов адвективного и диффузионного переносов тепла в Северной Атлантике посвящены работы [81, 89, 129, 281]. Изменчивость интенсивности меридиональной циркуляции в Атлантическом океане в значительной степени регулирует низкочастотную изменчивость системы океан – атмосфера в Атлантико-Европейском секторе. Кроссэкваториальный перенос тепла океанскими течениями, направленный на север ($\sim 1 \times 10^{15}$ Вт), соизмерим с меридиональным переносом тепла в атмосфере почти во всей Северной Атлантике и превышает его в Экваториальной Атлантике [178]. Небольшие изменения интенсивности циркуляции

вод в этом регионе могут способствовать формированию климатических аномалий в умеренных и высоких широтах Северного полушария [89].

Таким образом, меридиональный тепломассоперенос в океане является одним из главных механизмов, регулирующих климатические изменения десятилетних – столетних масштабов. Для выявления причин современных климатических изменений, а также корректного моделирования глобального климата с целью достоверного предсказания поведения климатической системы в будущем необходимы точные количественные оценки среднего меридионального переноса массы/тепла и исследования изменений его интенсивности в последние десятилетия.

К сожалению, опубликованные данные о меридиональной циркуляции и переносе тепла в океане достаточно противоречивы. По оценкам группы экспертов *IPCC* [196], максимум интегрального меридионального тепломассопереноса приходится на широтную полосу между северной частью Тропической и Субтропической Атлантики. При этом разброс оценок величины и положения максимума МПТ достаточно велик. Это обусловлено выбором методики определения интегральных тепломассопереносов и использованием различной первичной информации. Достоверное определение низкочастотных вариаций океанологических характеристик (включая меридиональный перенос массы и тепла) с типичными периодами от десяти до нескольких десятков лет до сих пор является трудноразрешимой задачей вследствие того, что количество данных наблюдений ограничено [81]. Поэтому в монографии представлен комплексный анализ факторов, влияющих на характеристики меридиональных тепломассопереносов. Значительное увеличение количества инструментальных наблюдений, полученных за последние десятилетия в результате выполнения национальных и международных проектов, позволяет более точно оценить меридиональные тепломассопереносы в Северной Атлантике, а также проанализировать их изменчивость на масштабах от нескольких месяцев до нескольких десятилетий. Для описания низкочастотной изменчивости МПТ в Субтропической Атлантике в монографии использовались все оценки этого переноса, полученные по данным прямых наблюдений на гидрологических разрезах за период наблюдений 1992–2010 гг.

Кроме того, в монографии сравнивались оценки средних величин МПТ, полученные на основе прямых и балансовых методов, а также анализировались низкочастотные вариации отдельных составляющих меридиональных тепломассопереносов (дрейфовых и свердруповских) в Северной Атлантике. Характеристики низкочастотной изменчивости этих составляющих известны намного лучше, чем интегральных МПТ, так как они могут быть оценены практически без использования долговременных регулярных данных глубоководных гидрологических наблюдений. При этом вклад составляющих в интегральный МПТ достаточно велик.

В целом монография посвящена анализу водных масс и переносов тепла в Северной Атлантике и их изменчивости на разных пространственно-временных масштабах. Достоверность представленных в монографии результатов обеспечивается: использованием многолетних массивов исторических данных инструментальных наблюдений; сравнительным анализом результатов, полученных с помощью различных типов данных; корректным использованием стандартных методов математической статистики с оценкой значимости полученных результатов.

FOREWORD

One of the current areas of modern science is the study of the mechanisms that determine climate change in the past, present and future. It is known that the ocean is one of the main elements of the climate system. It has a more dense and viscous structure than the atmosphere and acts on heat exchange with it, slowly cooling and heating, regulates the advective transfer of thermohaline anomalies [29, 72, 89, 124]. The ocean, as a more inertial element of the climate system, is responsible for the lower frequency variability of climatic characteristics [72, 175, 313].

One of the main mechanisms by which the ocean influences the formation of the global climate system is the transfer of heat. The meridional heat transfer (MHT) in tropical and subtropical latitudes is especially important, since due to the MHT in the ocean – atmosphere system, the thermal contrasts between high and low latitudes are reduced. Oceanic MHT accounts for the bulk of the total heat transfer in the climate system in tropical-subtropical latitudes. According to [215], in the Subtropical Atlantic, the proportion of meridional ocean heat transfer is from 60 to 75 % of the total MHT.

The Atlantic Ocean plays a special role in the formation of the global MHT. There is a quasistationary heat transfer to the north, asymmetrical with respect to the equator [97, 124, 187, 197, 264, 313, 332]. The anomaly of the direction of the meridional heat transfer in the South Atlantic to the equator compared with other oceans has been called the Hastenrath phenomenon [189]. This MHT distribution is explained by the Stommel and Broker's general circulation of ocean waters scheme [93, 123]. Quasistationary heat transfer is due to the global Atlantic thermohaline circulatory cell, which is formed by:

- The transfer of the North Atlantic deep waters to the south in the Atlantic, resulting from the deep winter convection in the subarctic region [62, 146].
- Compensating northward transfer of warm surface waters towards the Arctic [73, 89, 93, 123, 142, 144]. A special attention in the monograph is given to the description of the water masses of the North Atlantic and their hydrological and hydrochemical characteristics.

The magnitude of the meridional heat transfer significantly depends on the mass transfer of the Atlantic meridional circulation cell (AMCC). The maximum amount of the MHT is achieved when the transfer of surface water in one direction is fully compensated by the oppositely directed transfer of deep water [6].

Numerous studies are devoted to the research of the processes of advective and diffusive heat transfers in the North Atlantic [81, 89, 129, 281]. The variability of the meridional circulation intensity in the Atlantic Ocean largely regulates the low-frequency variability of the ocean – atmosphere system in the Atlantic-European sector. The cross equatorial heat transfer by ocean currents, directed to the north ($\sim 1 \times 10^{15}$ W), is of the same order as the meridional heat transfer in the atmosphere of the North Atlantic and exceeds it in the Equatorial Atlantic [178]. Small changes in the intensity of water circulation in this region may contribute to the formation of climate anomalies in temperate and high latitudes of the Northern Hemisphere [89].

Thus, the meridional heat and mass transfer in the ocean is one of the main mechanisms governing the climatic changes of the decade-century scales. Accurate quantitative estimates of the average meridional mass/heat transfer and the studies of changes of its intensity in recent decades are needed to identify the causes of modern climate change, and also the correct modeling of the global climate in order to reliably predict the future behavior of the climate system.

Unfortunately, published data on the meridional circulation and heat transfer in the ocean are rather contradictory. According to the IPCC expert group estimates [196], the maximum of the integral meridional heat and mass transfer occurs in the latitude between the northern part of the Tropical and Subtropical Atlantic. Herewith, the scatter of estimates of the magnitude and position of the MHT maximum is quite large. This is due to the choice of methods for determining the integral heat and mass transfers and the use of various primary information. Reliable determination of low-frequency variations in oceanological characteristics (including meridional mass and heat transfer) with typical periods from ten to several decades is still a difficult task due to the limited number of observational data [81]. Therefore, the monograph presents a comprehensive analysis of factors influencing the characteristics of meridional heat and mass transfer. A significant increase of the number of instrumental observations obtained in recent decades as a result of national and international projects implementation, allows us to estimate the meridional heat and mass transfer in the North Atlantic more accurately, and also to analyze their variability on a scale from several months to several decades. To describe the low-frequency variability of MHT in the Subtropical Atlantic, all estimates of this transport, obtained from direct observations on hydrological sections for the period of 1992–2010, were used in the monograph.

In addition, the estimates of the average values of MHT, obtained on the basis of direct and balance methods were compared in the monograph, and also the low-frequency variations of the individual components of the meridional heat and mass transfer (drift and Sverdrup) in the North Atlantic were analyzed. The characteristics of the low-frequency variability of these components are known much better than of the integral MHT, since they can be estimated almost without the use of long-term regular data from deep-sea hydrological observations. At the same time, the contribution of these components to the integral MHT is quite large.

In general, the monograph is devoted to the analysis of water masses and heat transfers in the North Atlantic and their variability on different space-time scales. The reliability of the results presented in the monograph is ensured by: the use of perennial arrays of historical data instrumental observations; comparative analysis of the results obtained by using various types of data; correct use of standard methods of mathematical statistics with an assessment of the significance of the obtained results.

ГЛАВА 1

ГЛОБАЛЬНЫЙ КОНВЕЙЕР. ВОДНЫЕ МАССЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Меридиональная циркуляция и перенос тепла в океане играют важную роль в климатической системе. Их оценке средних величин и изменчивости на разных пространственно-временных масштабах посвящены следующие работы [47, 57, 61, 62, 72, 89, 94, 124, 154, 187, 194, 207, 209, 215, 319, 223, 237, 264, 290, 325, 331, 336, 349, 356 и др.]. Океанический меридиональный перенос тепла отвечает за $\sim 2/3$ общего МПТ в системе океан – атмосфера в низких широтах, а его изменчивость определяет вариации параметров климатической системы с типичными периодами от 50–100 до 1000 лет [72, 188].

Воды Северной Атлантики, являющиеся объектом исследования, охватывают: Экваториально-Тропическую Атлантику (зона от экватора до северного тропика $23,6^\circ$ с. ш.), субтропическую часть Северной Атлантики (зона между $23,6$ и 45° с. ш.), далее будет упоминаться как Центральная Атлантика. Субполярная Атлантика (45° – 60° с. ш.) и Центральная Атлантика являются важным районом Мирового океана [3, 17, 29, 162]. В Субполярной Атлантике формируются глубинные воды, распространяющиеся по всему Мировому океану в системе глобального конвейера [16, 60].

Глобальный конвейер [60, 123] в Атлантическом океане переносит на юг холодную Североатлантическую глубинную водную массу, формирующуюся в результате глубокой зимней конвекции в субполярных широтах. Компенсационный возвратный поток в верхних слоях океана переносит на север теплые поверхностные воды, преимущественно системой Гольфстрим – Североатлантическое течение [72].

Интерес к изучению изменчивости меридиональной циркуляции Атлантики возрос в связи с прогнозированием резких климатических изменений, вызванных возможным ее замедлением [211, 225, 238, 356]. Атлантическая меридиональная ячейка циркуляции (АМЯЦ) преимущественно складывается из термохалинной циркуляции, обусловленной градиентами плотности и ветрового переноса [72, 128]. По мнению многих авторов, важную роль в формировании меридиональной циркуляционной ячейки играют переносы синоптическими вихрями [6, 112, 208, 228]. В работе [226] показано, что интенсивность АМЯЦ характеризуется значительными долгопериодными колебаниями, сопровождаемыми аномалиями температуры поверхности океана в Северной Атлантике, а также изменениями площади арктических льдов [207]. Это указывает на потенциальную связь между долгопериодной изменчивостью АМЯЦ и климатического режима в Евразии и Арктике [239, 240]. В работе [64] установлены связи региональных характеристик климата Евразии и Северной Атлантики с АМЯЦ на основе результатов расчетов по глобальной климатической модели общей циркуляции атмосферы и океана без внешних воздействий длительностью 500 лет. Выявлены регионы статистически значимой связи вариаций интенсивности АМЯЦ с периодом в несколько десятилетий с аномалиями приповерхностной температуры воздуха, давления на уровне моря и осадков для различных сезонов. Также обнаружена связь между АМЯЦ и интенсивностью Исландского минимума (атмосферного центра действия), оказывающего значительное влияние на погодные условия в Европе [183].

Теоретические схемы циркуляции вод «холодного» океана приводятся в работе [109]. В ней рассмотрена система геострофических течений в идеализированном

океаническом секторе, ограниченном двумя меридианами ниже горизонта 2000 м, с двумя полярными источниками водных масс и равномерным апвеллингом во всей остальной акватории. Затем эта схема была применена и к океанам реальной конфигурации. Однако подобная картина глобального переноса глубинных вод не учитывала возвратного течения в промежуточном слое, необходимого для компенсации потока массы. Согласно предположению об абиссальной циркуляции [109], источники самых плотных, а соответственно, самых глубоко расположенных вод Мирового океана находятся в полярных областях. Там, в связи с сезонным охлаждением или осолонением при ледообразовании в субполярных районах, происходит опускание вод. Перенос вод от этих источников, в связи с наличием силы Кориолиса, наиболее интенсивен у западного берега.

Первые представления о глубинных слоях океана как о неподвижной (неизменной) субстанции [344] изменились серьезным образом в течение последних двух десятилетий. На рис. 1.1 представлена схема структуры вод Атлантического океана.

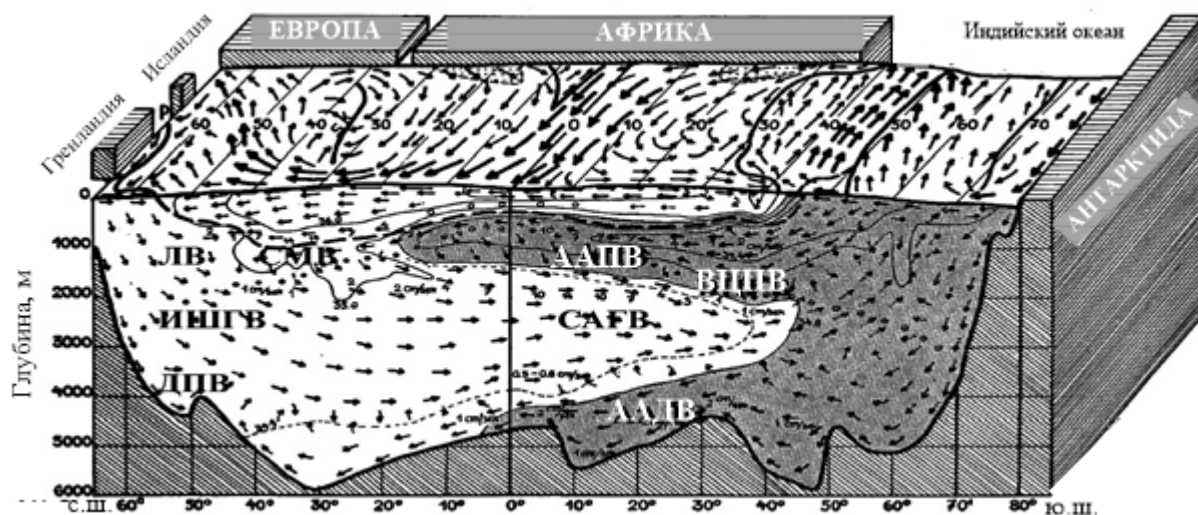


Рис. 1.1. Схема структуры вод Атлантического океана. Подписаны названия водных масс. Водные массы антарктического и циркумполярного происхождения выделены серым цветом

В работах [60, 122] предложена схема глобальной термохалинной циркуляции, названная «глобальным конвейером». Эта схема представляется следующим образом (см. рис. 1.2): Североатлантическая глубинная водная масса (САГВ) опускается в результате зимнего охлаждения сравнительно соленых вод в Северо-Европейском бассейне и море Лабрадор. Образующиеся здесь глубинные водные массы при дальнейшем распространении в средних широтах Северной Атлантики подвергаются сильному воздействию Средиземноморских вод [358], вследствие чего приобретают свой главный отличительный признак – максимум солености – и распространяются на глубинах ниже 1,5–2 км во все океаны. Для поддержания квазистационарного состояния глобальной циркуляции, очевидно, должен существовать и обратный компенсационный поток более теплых вод в верхнем слое из Тихого и Индийского океанов в Атлантику, формирующий аномально высокий меридиональный перенос тепла к северу.

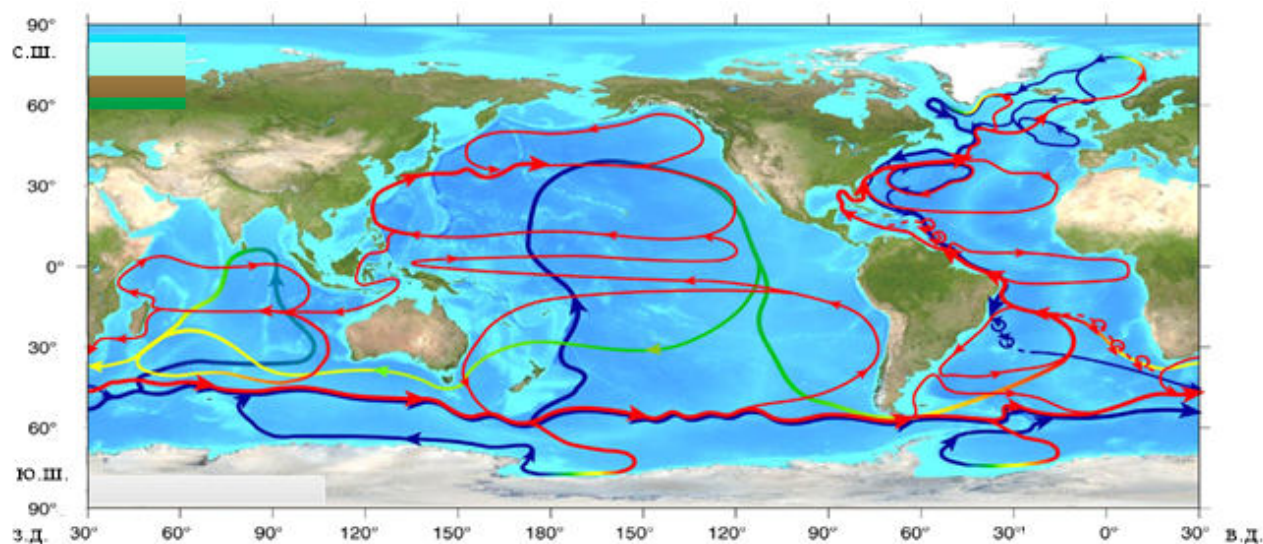


Рис. 1.2. Схема глобального конвейера по [60, 122]. Красным цветом выделена поверхностная циркуляция, синим – глубинная циркуляция, зеленым и желтым – циркуляция в промежуточном слое Мирового океана

Альтернативная точка зрения на механизм глобального конвейера заключается в том, что эта циркуляция связана с ветровым воздействием в Южном океане, где ветер работает как насос, вытягивающий глубинную воду к поверхности океана в Антарктике [170, 242, 300, 329], выводя продукты глубокой конвекции из Северной Атлантики [307] (рис. 1.3).



Рис. 1.3. Схема переноса водных масс Мирового океана по [300]

1.1. Классификация водных масс Северной Атлантики

Определение водной массы заложено в ранней работе [39] как «некоторого, сравнительно большого, объема воды, формирующегося в определенном районе океана – очаге, источнике этой массы, обладающего в течение длительного времени почти непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс и распространяющихся как единое целое».

Первые определения структуры вод океана даны в работах [146, 360]. В них океан по глубине был разделен на две части: «теплую» и «холодную», тропосферу и стратосферу, «неравновесную» и «адиабатическую». «Теплый океан» простирается в умеренных и низких широтах вплоть до полярных фронтов по горизонтали и до глубины порядка километра – по вертикали. За нижнюю границу верхнего теплого океана обычно берут изотермическую поверхность с потенциальной температурой 4 °С [146] (т. е. близкой к среднему значению по всему Мировому океану). Тропосферу океана обычно разделяют на поверхностные и подповерхностные воды, а также промежуточные воды, являющиеся своеобразным граничным слоем между тропосферой и стратосферой океана, ответственные в климатической системе за перенос вод аномально высокой солености или пониженной температуры. Стратосферу, в свою очередь, разделяют на глубинные и донные воды. Слои тропосферы и стратосферу принято называть структурными зонами, а их набор по вертикали – структурой вод. В таблице 1.1 представлена структура водных масс в разных частях Атлантического океана. На рис. 1.4 приводится положение водных масс и экстремумов различных гидрофизических гидрохимических характеристик Атлантического океана (рис. 1.4).

Таблица 1.1. Структура водных масс Атлантического океана

Субполярная Северная Атлантика (40°–60° с. ш.)	Центральная Атлантика (15°–40° с. ш.)	Южная и Экваториальная Атлантика (40° ю. ш. – 15° с. ш.)	Циркумполярная область (40°–60° ю. ш.)
Исландская промежуточная (ИПВ)	Антарктическая промежуточная (ААПВ)	Антарктическая промежуточная (ААПВ)	Антарктическая промежуточная (ААПВ)
Лабрадорская (ЛВ)	Средиземноморская (СМВ)	Верхняя циркумполярная (ВЦПВ) (до 10°–20° ю. ш.)	Верхняя циркум- полярная (ВЦПВ)
Исландско- Шетландская глубинная (ИШГВ)	Северо- атлантическая глубинная (САГВ)	Североатлантическая глубинная (САГВ) 3 компонента (до 20° ю. ш.)	Тихоокеанская глубинная (ТГВ)
Датского пролива (ДПВ)	Антарктическая донная (ААДВ)	Антарктическая донная (ААДВ)	Нижняя циркумполярная глубинная (НЦГВ)
Антарктическая донная (ААДВ) или донная восточного бассейна (ВДВ)			Циркумполярная донная (ЦДВ)
			Антарктическая донная (ААДВ) или глубинная моря Уэдделла (УГВ)

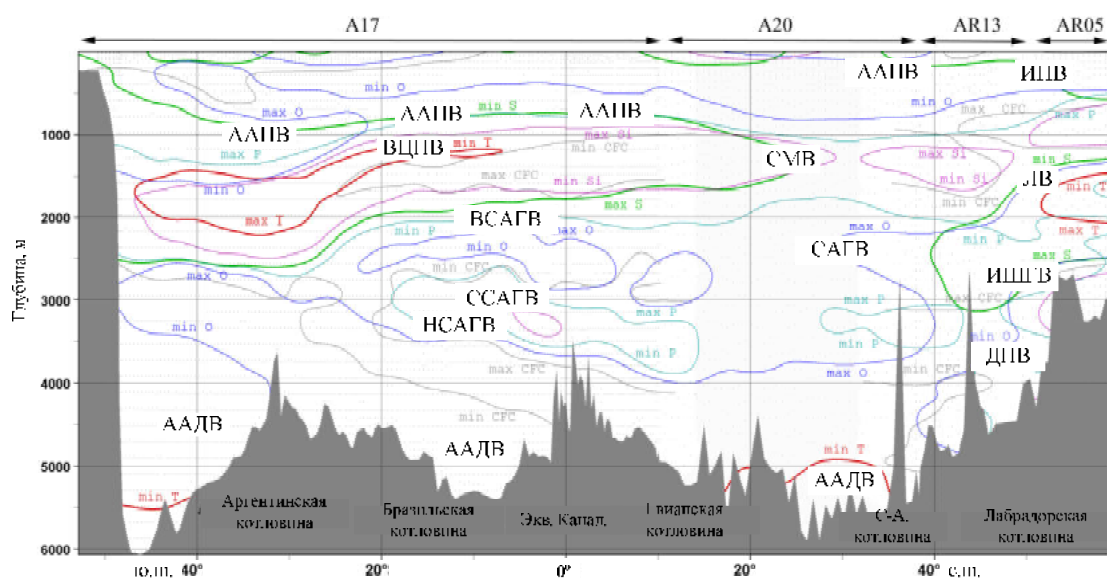


Рис. 1.4. Положение водных масс и экстремумов различных гидрофизических и гидрохимических характеристик на составном разрезе в западной части Атлантического океана. Сверху подписаны шифры разрезов *WOCE*, из которых составлен разрез. На разрезе A20 данные концентрации фреонов (*CFC*) отсутствуют. Цветом на рисунке с соответствующими подписями изображены изолинии температуры, кислорода, кремния, фосфора, концентрации фреонов

Тропосфера и стратосфера океана в основных чертах обладают существенной общностью: околополярная и глубинная части Атлантического океана заполнены плотной, относительно холодной, низкосоленой водой. Воды, образовавшиеся на более близких к экватору широтах, обладают, по сравнению с ними, более высокой соленостью, температурой и меньшей плотностью. Отличительная черта стратосферы – слабая стратификация. Особенность же тропосферы – стратификация, проявляющаяся в виде пикноклина, термоклина и галоклина [146].

Сочетание в пространстве водных масс и границ между ними, в том числе и фронтальных зон, составляет структуру вод океана [39]. Эта структура отражает общие закономерности хода важнейших океанологических процессов. Главные границы на поверхности океана – экватор и полярные фронты – имеют реальное физическое содержание и возникают за счет контраста приходящей на поверхность океана в район экватора и полюсов солнечной радиации с учетом вращения Земли. На промежуточных и абиссальных глубинах этот основной контраст при отсутствии прямого воздействия атмосферы ослабевает, возрастает роль межполушарных и межокеанских градиентов (не только температурных, но и соленостных). В результате в Мировом океане формируется стратифицированная по вертикали в соответствии с плотностью трехмерная структура, состоящая из водных масс и фронтальных зон. Характеристики водных масс в Северной Атлантике приведены на *TS*-диаграмме (рис. 1.5).

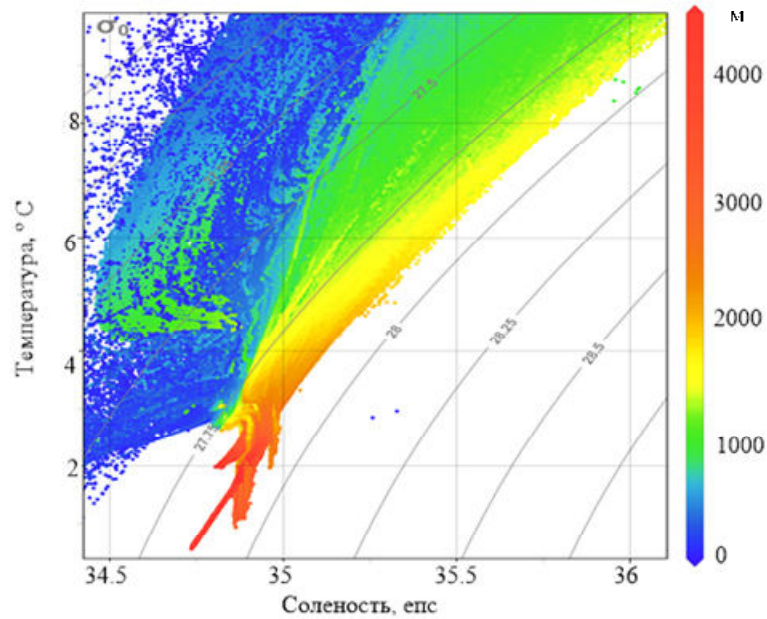


Рис. 1.5. Общая *TS*-диаграмма рассеивания вод Северной Атлантики по данным разрезов *WOCE*. Цветом обозначена глубина в метрах

Определение ряда важных количественных характеристик водных масс, в том числе их объема, средних свойств и диапазона изменений этих свойств, требует знания точного положения водных масс в пространстве океана, а следовательно, и разделяющих их границ. Относительная длительность и особенности пути распространения некоторых водных масс могут приводить к существенной трансформации их характеристик за счет смешивания с другими водными массами. Нередко продукты такой трансформации выделяют в отдельные модификации или даже самостоятельные водные массы.

В табл. 1.2 и 1.3 представлены термохалинные характеристики водных масс Центральной и Субполярной Атлантики соответственно, полученные по обобщенным оценкам разных авторов в работах [160, 234, 290, 325, 349, 358].

Таблица 1.2. Характеристика водных масс Центральной Атлантики по обобщенным оценкам [160, 234, 290, 325, 349, 358]

Название	Слой	Аномалии потенциальной плотности, кг/м ³	Глубина, м	Потенц. темп., °C	Соленость, епс
Экваториальная поверхностная водная масса (ЭПВ)	Поверх- ностный	$\sigma_0 < 27,3$ $\sigma_2 = 36,1$	150–300	26–28	33,0–35,0
Северотропическая поверхностная водная масса (СтПВ)			300–400	18–27	34,5–35,5
Субтропическая поверхностная водная масса (СбТПВ)			400–700	15–28	35,0–37,5

Продолжение табл. 1.2

Субтропическая модальная водная масса (СБТМВ)			0–300	26,5	36,5
Средиземноморская водная масса (СМВ)	Проме- жуточ- ный	$\sigma_2 = 36,1$	800–1400	5–14,5	36,0–38,0
Антарктическая промежуточная водная масса (ААПВ)		$\sigma_2 = 36,0 \dots 36,7$	700–1200	4,7–7,0	34,9–37,0
Северо-атлантическая глубинная водная масса (САГВ)	Глубин- ный	$\sigma_2 = 36,7 \dots 37,0$ $\sigma_4 = 36,9 \dots 45,9$	1300–4500	2,4–3,3	34,90–34,96
Антарктическая донная водная масса (ААДВ)	Придон- ный	$\sigma_2 > 37,1$ $\sigma_4 > 45,9$	4500 – дно	–1,7...+2,4	< 34,7

Таблица 1.3. Характеристика водных масс Субполярной Атлантики
по обобщенным оценкам [10, 91, 153, 160, 174, 248, 265, 273, 274, 291, 336, 344]

Название	Слой	Аномалии потенциальной плотности, кг/м ³	Глубина, м	Потенц. темп., °C	Соленость, епс
Субарктическая поверхностная водная масса (СБППВ)	Поверх- ностный	$\sigma_2 = 27,7 \dots 36,8$	300–400	5–20	34,0–35,0
Субполярная модальная водная масса (СБПМВ)			100–300	26,9–27,8	35,5–36,2
Исландская промежуточная водная масса (ИПВ)	Промежу- точный	$\sigma_2 = 27,5 \dots 27,8$	600–1000	2–10	34,9–35,1
Лабрадорская промежуточная водная масса (ЛВ)		$\sigma_2 = 36,8 \dots 37,0$	300–1000	2–3	< 34,9
Исландско- Шетландская глубинная водная масса (ИШГВ)	Глубин- ный	$\sigma_0 = 27,5 \dots 27,8$ $\sigma_{1,5} = 34,64 \dots 34,69$	480–840	2,7–3,5	34,92

Датского пролива водная масса (ДПВ)	Придон- ный	$\sigma_2 = 27,8$ $\sigma_4 = 45,8$	620	0,7–1,9	34,84–34,87
Антарктическая донная водная масса (ААДВ) или донная водная масса восточного бассейна (ВДВ)		$\sigma_4 > 45,9$	> 4500	–0,5...+2,2	34,8–34,9

1.1.1. Поверхностные водные массы

В Северной Атлантике до глубины ~ 700 м располагаются поверхностные и подповерхностные водные массы [28, 99, 301, 321] (рис. 1.6). Согласно [91], в поверхностной зоне формируются экваториальные (ЭПВ), северотропические (СтПВ), субтропические (СбТПВ) и субполярные (СбППВ) поверхностные водные массы.

ЭПВ отличаются от других водных масс низких широт высокой температурой (26–28 °С) и пониженной соленостью (33–35 епс). Они занимают толщу вод от поверхности до 150–300 м. СтПВ формируются в тропической циклонической макроциркуляционной системе. Толщина занимаемого ими слоя 300–400 м, температура этой водной массы – 18–27 °С, соленость – 34,5–35,5 епс. СбТПВ формируются в Северном субтропическом антициклоническом круговороте до глубин 400–700 м. Границами их по горизонтали служат тропический и субполярный фронты. Им свойственны максимальная для открытого океана соленость (35,0–37,5 епс) и достаточно высокая температура (15–28 °С). Значительные запасы тепла и солей в СбТПВ можно объяснить выносом теплых вод из экваториальных и тропических районов в субтропики, опусканием теплых поверхностных вод в центральной части Северного субтропического антициклонического круговорота, а также превышением испарения над осадками.

СбППВ располагается в умеренных широтах между субполярным и полярным фронтами. Глубина ее залегания – 300–400 м, температура может изменяться от 5 до 20 °С, соленость – 34–35 епс [91].

Субтропическая модальная водная масса (СбТМВ) находится в районе Гольфстрима в Северной Атлантике. Она получила название «18-градусная вода» в работе [349]. Зимой формируется часть 18-градусной воды в северной части Северного субтропического антициклонического круговорота. Летом, вследствие прогрева у поверхности, она исчезает везде, кроме подповерхностного слоя, распространяясь на юг, с температурой, близкой к 18 °С.

Термин «модальная вода» для водной массы, относящейся к тонкому приповерхностному слою севернее субполярного фронта, предложен в работе [184]. Атлантическая СбТМВ имеет потенциальную температуру 26,5 °С и соленость 36,5 епс [349].

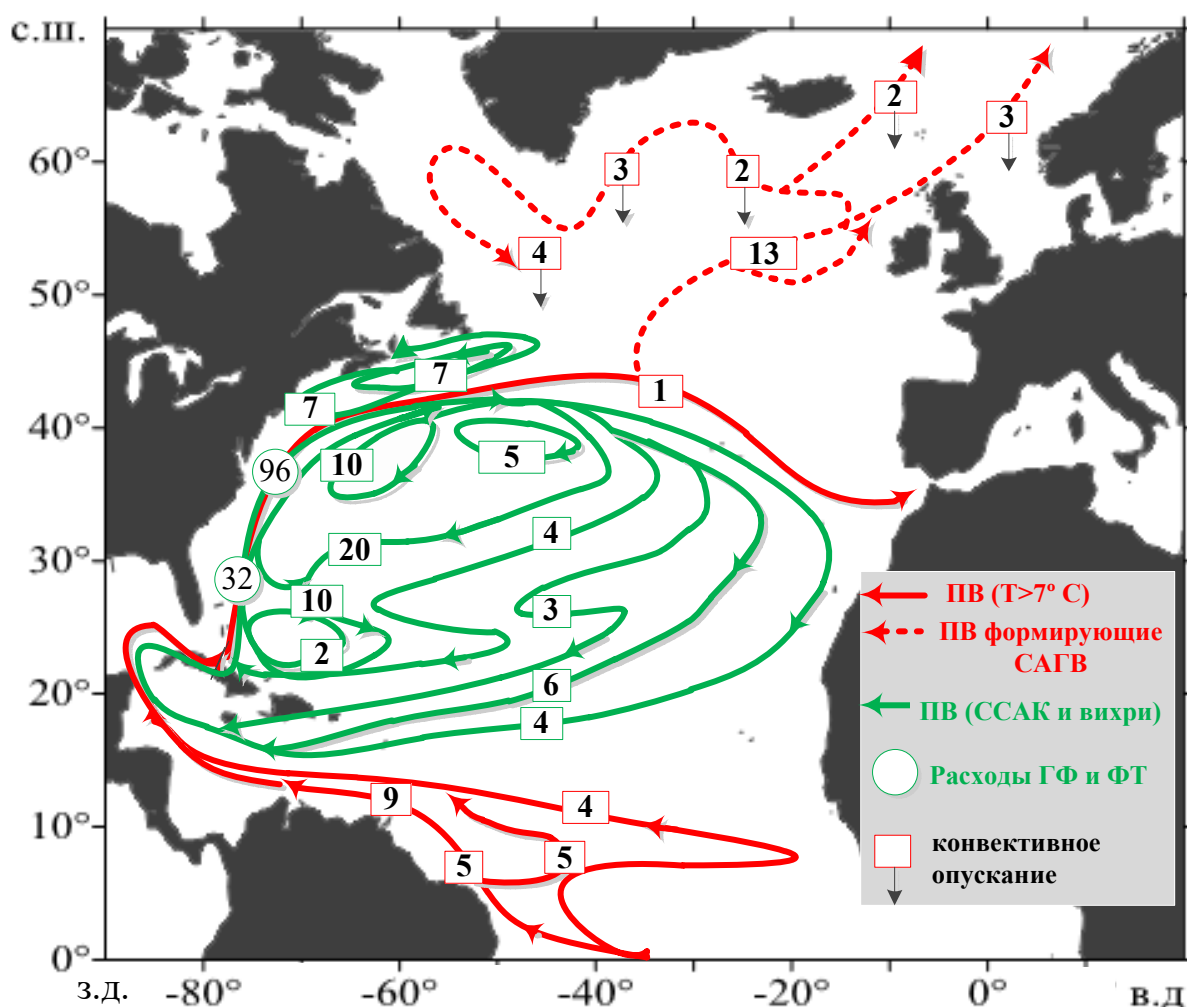


Рис. 1.6. Карта распространения поверхностных и подповерхностных вод. Переносы в поверхностном слое (температуры более 7 °С) [301, 321]. Расходы ФТ – по [33], Гольфстрима – по [36]. Переносы массы представлены цифрами в свердрупах

В работе [248] Субполярной модальной водной массой (СБПМВ) названа водная масса в тонком подповерхностном слое Северного субполярного циклонического круговорота. Она имеет следующие характеристики: потенциальную температуру 26,9–27,8 °С и соленость 35,5–36,2 епс (см. табл. 1.2 и 1.3).

1.1.2. Исландская промежуточная водная масса (ИПВ)

Исландская промежуточная водная масса (ИПВ) выделяется в слое главного пикноклина в пределах субполярной части Атлантики и представляет собой продукт трансформации средиземноморских и антарктических промежуточных водных масс, которые поступают в субполярную часть Атлантики с Северо-Атлантическим течением. Эта водная масса имеет потенциальную температуру 5–9 °С и соленость 35,0–35,3 епс. Перенос ИПВ, распространяющейся на север на 60° с. ш., по оценкам [39], составляет 3–9 Св. ИПВ характеризуется минимумом кислорода, максимумом содержания нитратов и фосфатов и не имеет при этом экстремумов в температурно-солёностных характеристиках. Для ИПВ характерен четко выраженный минимум кислорода – 200–260 Мкм/кг [336, 338].

1.1.3. Антарктическая промежуточная водная масса (ААПВ)

Антарктическая промежуточная водная масса (ААПВ) располагается в Южной полярной фронтальной зоне (ЮПФЗ), то есть между Южным полярным фронтом (ЮПФ) в слое до 300–800 м и Субантарктическим фронтом (СAAF) в промежуточном слое 700–1300 м. Наличие ААПВ характеризуется вытянутым к северу языкообразным распределением воды пониженной солености, выделяющимся на любом меридиональном гидрологическом разрезе в Южном полушарии [59, 101, 269]. Кроме того, ААПВ характеризуется более высоким по отношению к вышележащим водам содержанием биогенных элементов.

Существует несколько гипотез об очагах формирования ААПВ. Согласно одной из них, ААПВ формируется в ЮПФЗ в результате трансформации антарктической поверхностной воды, поступающей в эту зону в поле направленного на север потока чисто дрейфового течения, вследствие существенного превышения осадков над испарением в этой области океана [308]. Проникновение образующейся таким образом воды пониженной солености из верхнего слоя океана в зону к югу от СAAF в промежуточный слой в зоне к северу от него осуществляется в основном вследствие отрыва вытянутых к северу циклонических меандров СAAF. Следующим шагом в формировании ААПВ является затухание квазигеострофических циклонических вихрей. В ходе этого затухания вода с относительно малой соленостью, следуя за понижением куполов изопикнических поверхностей в вихрях, опускается из верхнего слоя океана в промежуточный слой. Одновременно происходит мезомасштабное изопикническое перемешивание этой водной массы с другими водами океана [21].

Другая гипотеза о нециркумполярном характере формирования ААПВ выдвинута в работе [246]. В соответствии с этой гипотезой, весь объем ААПВ формируется в результате глубокой зимней конвекции к северу от Субантарктического фронта в юго-восточной части Тихого океана, с последующей трансформацией в проливе Дрейка и западной части моря Скотия. В этом случае ААПВ является лишь наиболее холодным, пресным и плотным типом Субантарктической модальной водной массы.

В Южной Атлантике ААПВ переносятся в системе круговоротов, направленных противоположно системе поверхностных течений [224]. По мнению авторов работ [28, 59], эти воды распространяются до тропических широт Северной Атлантики, а согласно результатам работы [45] – в восточном бассейне океана только до экватора. Распространяясь на север от места своего образования, в районе Южного полярного фронта, вместе с течениями Южной Атлантики, ААПВ постепенно теряет свой главный отличительный признак – минимум солености. В Северной Атлантике севернее 25° с. ш. ААПВ относится к Западному глубинному пограничному течению. Проследить ААПВ севернее 40° с. ш. можно по максимуму биогенных элементов [334]. Сравнительно высокая скорость потребления кислорода на промежуточных глубинах и удаленность очага формирования определяют максимальные значения дефицита кислорода в слое ААПВ [43].

1.1.4. Средиземноморская водная масса (СМВ)

Фундаментальная особенность гидрологической структуры Северной Атлантики – наличие промежуточной Средиземноморской водной массы (СМВ) в слое 800–1400 м. Несмотря на то, что воды Средиземного моря поступают с

придонным течением через узкий и неглубокий Гибралтарский пролив (глубина порога – около 350 м), СМВ занимает 21 % площади и около 4 % объема вод Атлантического океана [13]. Главная особенность СМВ – высокие соленость и температура по отношению к окружающим водам. В придонном слое Гибралтарского пролива отмечается соленость до 38 епс, температура до 14,5 °С, но уже в Кадисском заливе, где средиземноморские воды выходят на глубины своего существования в Атлантическом океане, их соленость и температура в результате смешения с фоновыми водами понижаются до 36,5–36,8 епс и 12–13 °С соответственно. На границах области распространения СМВ их соленость и температура составляют 35,0–35,1 епс и около 5 °С соответственно.

Одними из первых исследователей вопроса о распространении СМВ являются Нансен и Якобсен [200, 261]. Ими были определены глубины распространения СМВ (600–2000 м) и намечены северные (~ 50° с. ш.) и западные (~ 50° з. д.) границы распространения средиземноморских вод [200]. В работах [321, 359] на основе экспедиционных исследований выявлены пути распространения промежуточного максимума солености, связанного с СМВ, от Гибралтарского пролива по Атлантическому океану. Максимум солености в верхнем слое Североатлантических глубинных вод, наблюдаемых на большей части Атлантического океана, ведет свое происхождение от СМВ. В работе [282] показано, что СМВ проникают в Норвежское и Гренландское моря. Наиболее полные обобщения этих исследований были сделаны в работах [13, 59].

Обнаружение в 1968 г. в районе Кадисского залива антициклонического внутритермоклинного вихря, заполненного средиземноморскими водами [319], и четко локализованной линзы СМВ в районе Саргассова моря в 1978 г. [249] привело исследователей к пересмотру определения «Средиземноморской промежуточной водной массы» в Северной Атлантике. Эти и последующие исследования показали, что СМВ, существуя как климатическое явление, в то же время представляет собой двухкомпонентную систему: это воды с типичными характеристиками СМВ, насыщенные большим числом линз, заполненных водами Средиземного моря, с более высокими значениями *TS*-индексов, заметно отличающихся от таковых окружающих вод. Оценки их роли в переносе тепла и соли привели к выводу, что передача аномальных свойств СМВ на окраины области распространения водной массы обеспечивается главным образом линзами.

В работе [101] были рассмотрены различные варианты положения географических границ СМВ. Поступая в Атлантический океан, средиземноморские водные массы с придонным течением выносятся сначала на северо-запад, потом – на запад вдоль южного материкового склона Пиренейского полуострова на глубине 200–800 м. В силу ряда динамических причин при пересечении потоком СМВ каньонов Кадисского залива, Портимао и Лагос возникает сток этих вод в южном направлении по дну каньонов. Далее происходит их выброс на глубины 800–1300 м [101]. В этом случае адвекция вод в западном направлении временно уменьшается или блокируется. Отметим, что Кадисский залив – первый район, где средиземноморские водные массы выходят на глубину своего существования в Атлантическом океане как промежуточные воды. Именно здесь в результате частичного стока СМВ на глубине 800–1300 м возникают сложные дипольные и квадрупольные системы внутритермоклинных вихрей (линз) [2], резко выделяющихся более высокими значениями температуры и солености на фоне окружающих вод. Сложная картина движения адвективного потока СМВ наблюдается в районе м. Сент-Винсен: одна

струя потока движется на запад, другая – поворачивает на север и распространяется вдоль побережья Португалии. Это течение характеризуется шириной до 50 км, скоростями около 6 см/с. Оно отмечается на всем протяжении от м. Сент-Винсен до каньонов Лиссабона и Сетубала, а дальше – до мыса Эстремадура. По данным экспериментов с подповерхностными поплавками *AMUSE* и ряда других экспериментов [305] получена сложная картина поведения отдельных струй течения СМВ в районе м. Сент-Винсен. В частности, доказано, что этот район представляет собой область образования внутритермоклинных вихрей (линз) и существования циркуляционных областей с циклоническим и антициклоническим движением. Сравнение этих наблюдений с результатами лабораторных экспериментов показало их хорошее соответствие [305]. Результаты эксперимента *AMUSE* также показали, что нет широкомасштабного адвективного переноса СМВ на запад через меридиан 12,5° з. д., а перенос СМВ на север через широту 37° с. ш. оценивается величиной порядка 7 Св [101].

Анализ имеющихся наблюдений показывает, что адвекция тепла и соли не может обеспечивать и поддерживать сохранение характеристик СМВ на огромных пространствах Атлантического океана. Однако, кроме квазинепрерывной «струйной» компоненты, в переносе СМВ играет роль и дискретная – «линзовая» – составляющая [101].

Наиболее простым методом определения границ распространения СМВ является выбор фиксированных значений характеристик вод. Поскольку основное отличительное свойство средиземноморских водных масс – их повышенная соленость, в работах [13, 59] в качестве границ распространения СМВ рассматривалось положение изохалины 35,0 епс на промежуточных глубинах Северной Атлантики. Выбор этой изохалины связан с тем, что значение солености 35,0 епс соответствует значению «нулевой аномалии» солености на промежуточных глубинах Северной Атлантики, которое, согласно результатам работы [197], составляет $(35,00 \pm 0,05)$ епс.

В отличие от определения южной границы распространения СМВ, определение северной границы по изохалине 35,0 епс неоднозначно. Предполагаемая граница проходит от 35°–37° с. ш. вдоль континентального склона Америки, далее сохраняя квазиширотное направление, до Срединно-Атлантического хребта. В восточном бассейне Субполярной Атлантики изолинии меняют свое направление на квазимеридиональное. Изохалина 35,0 епс на глубине 800 м достигает северо-восточной периферии Атлантики к западу от Исландии вблизи Датского пролива, тогда как северо-восточный конец изохалины 35,0 епс на глубине 1200 м расположен к юго-востоку от Исландии.

Другой метод определения границ распространения промежуточных водных масс – метод «ядра» [359]. Он основан на картировании вертикальных экстремумов характеристик (промежуточный максимум солености для СМВ), также может приводить к неоднозначным результатам, имеет ряд ограничений.

При определении границ области промежуточного максимума солености в Северной Атлантике (рис. 1.7, линия 3) использованы данные климатического массива [177]. Полученная область простирается от Гибралтарского пролива на север до ~ 50° с. ш. и на запад до 40° з. д. (к северу от 20° с. ш.). В южном направлении максимум солености прослеживается южнее 10° с. ш.

Неоднозначность применения метода «ядра» связана с тем, что помимо максимума солености СМВ имеет ряд других отличительных признаков – максимум

температуры, минимум содержания биогенных элементов и кислорода. Экстремумы в вертикальном распределении этих характеристик прослеживаются на разном удалении от источника водных масс. Так, максимум температуры оказывается менее устойчивым по сравнению с максимумом солености [59] и исчезает на значительно меньшем расстоянии от пролива, чем максимум солености, который прослеживается вплоть до экватора. Согласно работе [28], к свойствам средиземноморских водных масс относятся: повышенные на общем фоне соленость и содержание фреонов, пониженное содержание биогенных элементов, которые находятся южнее (в центральной и субтропической Южной Атлантике).

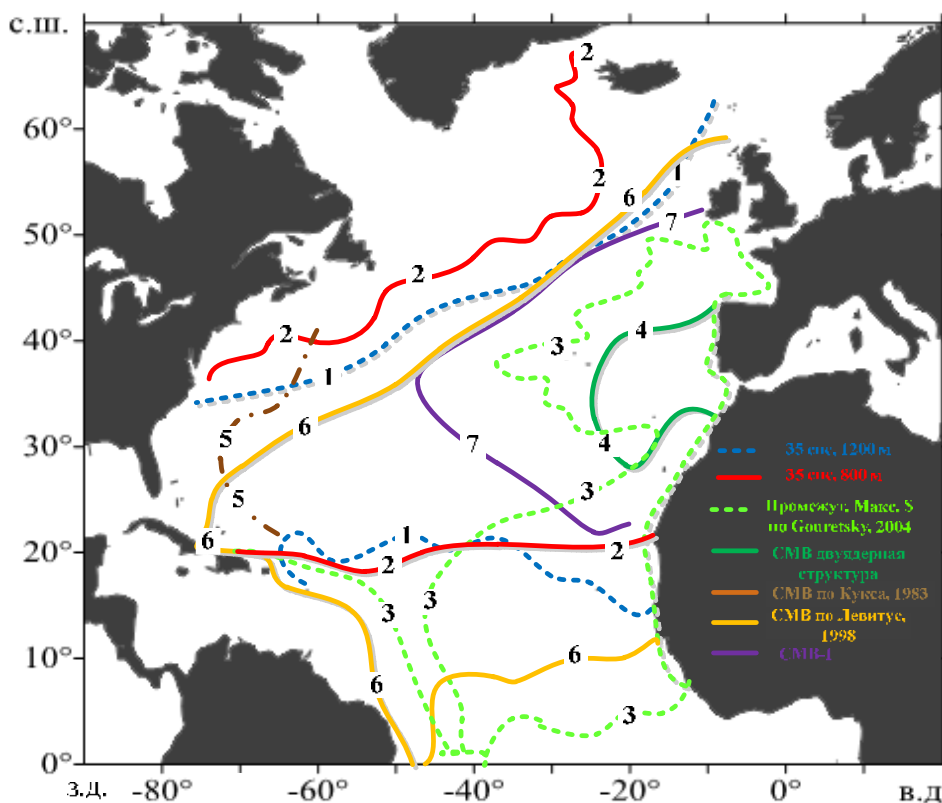


Рис. 1.7. Пределы распространения и структура СМВ в Северной Атлантике по [101]. Цифры – номера линий

Затруднения с определением границ СМВ методом «ядра» связаны также с тем, что на одной и той же станции зачастую можно выделить сразу несколько ядер СМВ. Обычно исследователи выделяют два ядра – верхнее (ВСМВ) и нижнее (НСМВ) [101, 306]. ВСМВ характеризуется более высокой температурой и низкой концентрацией биогенных элементов и наблюдается вблизи Гибралтара на глубине около 750 м. НСМВ занимает глубину около 1250 м [362]. Двухядерная структура СМВ в восточном бассейне отчетливо видна на трансатлантических разрезах по положению максимальных значений вертикальных градиентов солености и температуры. ВСМВ и НСМВ разделены выраженным локальным минимумом в вертикальном распределении солености. Границы зоны двухядерной структуры СМВ приведены на рис. 1.7 (линия 4).

Отметим, что в работе [106] говорится и о третьем, более легком ядре СМВ, обнаруженном неподалеку от побережья Португалии. Авторы [187] также выделили к северу от 27° с. ш. «глубинную» СМВ (на глубинах 1300–2300 м) как результат

диапикнического смешения СМВ с нижележащими водами. Однако выделение этого слоя как самостоятельной водной массы впоследствии не нашло подтверждения.

Северная граница распространения средиземноморских водных масс в западном бассейне определена в работе [59] на $\sim 55^\circ$ с. ш., южная – на $\sim 20^\circ$ с. ш., западная граница показана на рис. 1.7 (линия 5). Остальные линии, представленные на рис. 1.7, характеризуют климатические границы распространения СМВ в Северной Атлантике по [101].

1.1.5. Североатлантическая глубинная водная масса (САГВ) и ее составляющие

Одно из первых определений структуры глубинных водных масс дано в работе [45]. Атлантический океан почти полностью заполнен атлантическими глубинными водами, образовавшимися в результате смешения атлантических вод, вклинивающих между субарктическими и антарктическими водами, и только отчасти, в западных умеренных широтах (у Ньюфаундленда), – при смешении атлантических вод и поверхностных арктических вод низкой солености и температуры. Североатлантическая глубинная водная масса характеризуется повышенной соленостью, температурой и содержанием кислорода, а также пониженным содержанием биогенных элементов [339, 358]. САГВ в Атлантике в основном, занимает глубинный слой океана в интервале 1,2–4 км.

Факт распространения глубинных вод на юг до экватора не вызывал сомнения уже в XIX веке, согласно [284]. В работе [121] указывается не на восходящие движения глубинных вод к верхним слоям вблизи экватора, а на их дальнейшее распространение в Южной Атлантике. В работах [147, 358] показано, что распространение САГВ происходит наиболее интенсивно в системе Западного глубинного пограничного течения (ЗГПТ) до района 40° ю. ш. К югу от 40° ю. ш. САГВ смешиваются на своем пути с антарктическими промежуточными и донными водами, поднимаются вверх, вовлекаются в движение АЦТ и распространяются в другие океаны в системе глобального конвейера [60, 122].

В работах [261, 358] предполагалось, что САГВ формируется в результате доходящей до дна осенне-зимней конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера. Переносом глубинных вод из Северо-Европейского бассейна через пороги в Датском проливе, а также между Исландией и Европейским шельфом ранее пренебрегали. Лишь в 1950-е гг., благодаря инструментальным наблюдениям и геострофическим расчетам, была подтверждена важная роль притока вод через Датский пролив [138] и через пороги к востоку от Исландии, седловины которых расположены на глубинах 600–850 м. Идеи о важности переноса через них высказывались еще в XIX веке [344]. Иногда эти две водные массы называют «водами Северных морей», а верхнюю их часть, перетекающую в Атлантику, – Арктической промежуточной водной массой [336]. Они формируются в результате глубинной конвекции в Гренландском море [336].

В работе [215] механизм формирования САГВ представляется следующим образом: самые плотные воды Мирового океана расположены в придонных слоях Северного Ледовитого океана, но, в связи с особенностями орографии проливов, отделяющих его от Атлантики, поступать туда не могут. Самые плотные воды поступают в Атлантику через Датский пролив – **водная масса Датского пролива (ДПВ)**; менее плотные поступают через Фарерско-Исландские пороги и Фарерско-

Шетландский желоб – **Исландско-Шетландские глубинная водная масса (ИШГВ)** к востоку от Исландии [151, 336]. Формирование САГВ происходит не только за счет притока из Арктического бассейна, но и в результате опускания вод в морях Лабрадор [**Лабрадорская водная масса (ЛВ)**] [321] и Ирмингера [274]. ИШГВ попадают в западный бассейн через разлом Гиббса [352], поэтому их иногда называют водными массами разлома Гиббса. ИШГВ также называют Северо-восточной глубинной, а ДПВ – Северо-западной донной водными массами [114].

Далее представим основные составляющие САГВ, происходящие из субполярных широт.

Лабрадорская водная масса (ЛВ) – слабо стратифицированная, относительно холодная, пресная и богатая кислородом с низким содержанием биогенных элементов [139, 248]. Она формируется в средних широтах – в центральной части моря Лабрадор [131, 233, 276], к югу от мыса Фарвель (в районе 44° з. д.) [143, 274] и, по некоторым сведениям, – в южной части бассейна Ирмингера [109, 111, 274, 275]. Из-за того, что в холодное время конвенция проникает до 2000 м и более, а в теплое – до 200 м [99] и 1000 м [100], формируются два ядра Лабрадорской водной массы.

В работе [139] в субарктической части Атлантики (севернее 40° с. ш.) ЛВ распространяется из очага формирования на юг в разных направлениях в системе Западного глубинного пограничного течения, вокруг южной части Гренландии в бассейн Ирмингера, а также над глубоководным разломом Гиббса в восточную часть Атлантики, откуда затем распространяется в Исландскую котловину. В последнее десятилетие выявлен нестационарный режим образования ЛВ, а также значительные межгодовые изменения термохалинных характеристик в ее ядре. В работе [326] распространение ЛВ прослеживается до тропических широт. Количественные оценки образования ЛВ составляют 4–12 Св [100, 248].

Исландско-Шетландская глубинная водная масса (ИШГВ) образуется при перетекании вод из Норвежского моря через пороги Фареро-Исландского хребта и Фареро-Шетландского желоба к востоку от Исландии [151, 336] на глубинах 480 и 840 м соответственно. При опускании происходит вовлечение и перемешивание со значительно более теплыми и солеными промежуточными водами Северо-Восточной Атлантики, поэтому ИШГВ значительно солонее, чем воды западной части Северной Атлантики, за счет перемешивания с СМВ. ИШГВ распространяется вдоль восточного склона хребта Рейкьянес и через глубоководный разлом Гиббса и проникает в западную часть Атлантики, следуя затем преимущественно на север вдоль западного склона хребта Рейкьянес [309]. Она достигает северной границы Лабрадорской котловины и затем распространяется в системе ЗГПТ (рис. 1.8) вдоль побережья Америки [351]. ИШГВ в западном бассейне Северной Атлантики прослеживается по локальному максимуму солености и концентрации силикатов, а также по минимуму кислорода [336]. Долгое время традиционным источником ИШГВ считалась Глубинная водная масса Норвежского моря [338]. Однако исследования, проведенные в работах [160, 345], показывают, что наиболее плотные воды в проливах представляют собой продукт смешения глубинных и промежуточных вод Норвежского моря.

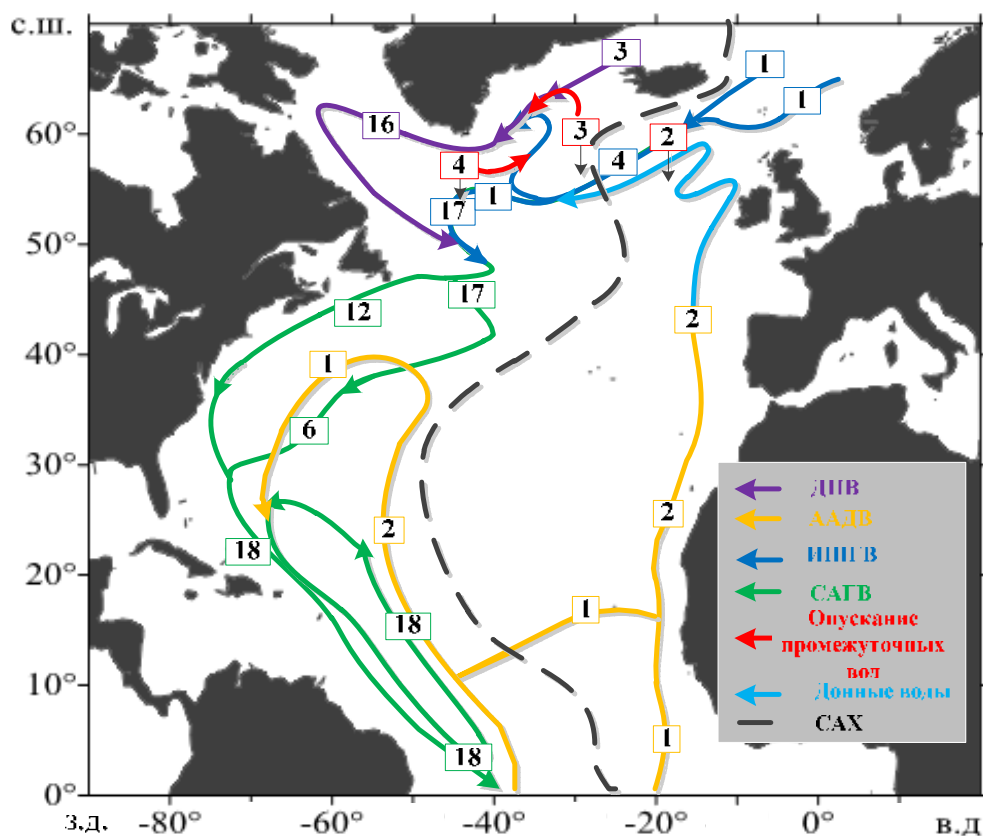


Рис. 1.8. Схема переноса глубинных и придонных вод.
Переносы массы указаны цифрами в свердрапах

Водная масса Датского пролива (ДПВ) – самая плотная и пресная из вод Субполярной Атлантики. Она образуется при перетекании порогов седловины Датского пролива глубиной 620 м с промежуточными водами, формирующимися в результате конвективного опускания зимой в Гренландском море [246, 322]. Ранее считалось, что основным компонентом ДПВ являются донные воды Норвежского и Гренландского морей. Однако при пороговой глубине Датского пролива около 600 м вклад этих наиболее плотных вод составляет не более 10 % общего объема ДПВ [322]. ДПВ после перетекания через порог распространяется с Западным глубинным пограничным течением вдоль материкового склона Гренландии на юг, затем огибает море Лабрадор и далее вновь распространяется в направлении на юго-запад [351]. Ее легко обнаружить в бассейне Ирмингера и море Лабрадор по придонному максимуму кислорода и минимуму солености, температуры и силикатов. При этом ДПВ распространяется на больших глубинах и, по мнению многих исследователей, не может проникнуть в восточную часть Атлантики, даже через разлом Гиббса [149, 239].

Районом окончательного формирования САГВ называют область южнее 60° с. ш. [237]. Здесь происходит значительная трансформация САГВ под действием средиземноморских вод [299, 359]. Консолидация компонентов САГВ субарктического происхождения, по-видимому, происходит в районе Западного глубинного пограничного течения, вблизи Ньюфаундленда. Затем, при движении на юг, их смесь подвергается существенному влиянию СМВ, в результате чего приобретает свой главный отличительный признак – глубинный максимум солености.

Количественные оценки вклада различных составляющих САГВ по разным источникам приведены в таблице 1.4.

Таблица 1.4. Некоторые оценки вклада составляющих в САГВ (в Св и %)

ЛВ	ИШГВ	ДПВ	ААДВ	Комментарий	Авторы
3	6		3	Регион ЗГПТ	[301]
3,1	5,6			Измеритель течений	[151]
32 %	37 %	31 %			[322]
45 %	27 %	28 %		Бокс-модель	[299]

Согласно результатам работы [300], количественные оценки переноса глубинных вод ($\sigma_0 = 27,5 \dots 27,8$) составляют: через Датский пролив – 3 Св, к востоку от Исландии – 2–8 Св, поступающих из вод промежуточного слоя. От района Ньюфаундлендской банки до района 30° ю. ш. перенос глубинных вод распространяется вместе с ЗГПТ и составляет 14–18 Св.

От района формирования САГВ до Южной Атлантики водные массы распространяются в системе Западного глубинного пограничного течения (ЗГПТ) [237]. В южной и тропической частях Атлантики САГВ обычно разделяется на три слоя – верхний (ВСАГВ), средний (ССАГВ) и нижний (НСАГВ); иногда на два – верхний и нижний (причем ССАГВ относят к верхнему) [164, 236] – и на четыре [286, 339]. В работе [358] показано, что в слое Североатлантических глубинных вод следует различать именно 3 водные массы САГВ: верхние, средние и нижние. Они разделяются по признакам водных масс, соответствующих областям своего формирования. Вопрос о происхождении компонентов САГВ в литературе содержит очень широкий спектр мнений, обобщенных в табл. 1.5. В таблице 1.6 представлены характеристики, по которым выделяются различные САГВ.

Отличительным признаком ВСАГВ является повышенная соленость, а ССАГВ и НСАГВ – локальные максимумы содержания кислорода [358].

Таблица 1.5. Различные мнения о происхождении компонентов САГВ

Авторы	[360]	[114]	[334]	[286]	[300]	[107]
Водные массы	Составляющие					
ВСАГВ	СМВ	СМВ	СМВ + ЛВ	верхние ЛВ	ЛВ + СМВ	ЛВ
ССАГВ	ЛВ	ЛВ	ИШГВ + ВДВ + ДПВ	ЛВ + ИШГВ	ДПВ, ИШГВ, ААДВ	Циркумполярные воды + ЛВ + ИШГВ
НСАГВ	ДПВ	ДПВ + ИШГВ	ААДВ + ДПВ	ДПВ	ДПВ, ИШГВ, ААДВ	ДПВ

Таблица 1.6. Различные характеристики выделения составляющих САГВ

[256, 360]			[286, 339]		
Водные массы	Max	Min	Водные массы	Max	Min
UNADW (ВСАГВ)	S, CFC		SUNADW	T, S, CFC	Si, P
MNADW (ССАГВ)	O ₂	CFC	LSW (ЛВ)	O ₂	
			LNADW-old		O ₂ , CFC
LNADW (НСАГВ)	O ₂ , CFC		OLNADW	O ₂ , CFC	

Примечание: S – соленость, T – температура, O₂ – кислород, Si – кремний, P – фосфор, CFC – хлорфторуглероды

Существует мнение, что ВСАГВ происходит из Средиземноморской водной массы (СМВ), о чем свидетельствуют повышенная соленость и минимум концентрации силикатов [114, 210, 224, 358]. ВСАГВ быстро опресняется в результате перемешивания с окружающими ее малосолеными водами. При этом она отчетливо распознается до антарктических широт по своей высокой солености [360].

Другое мнение [107, 272, 311]: ВСАГВ происходит из вод южной части моря Лабрадор. В работе [204] утверждается, что термины ВСАГВ и ЛВ – синонимы. Вклад СМВ в ВСАГВ, формирующейся из ЛВ, оценивается в 5 % [195] в 25 % [300]. В ВСАГВ поступает 1 Св СМВ и 3 Св ЛВ. Различие мнений о происхождении вод ВСАГВ объясняется тем, что такие отличительные признаки этой водной массы, как максимум солености и минимум концентрации силикатов, типичны для Средиземноморской водной массы, а повышенная концентрация кислорода – для Лабрадорской водной массы.

Средние (ССАГВ) и нижние (НСАГВ) Североатлантические глубинные водные массы богаты кислородом [358]. Для ССАГВ это связано со смешиванием субполярных промежуточных вод, образующихся к северу от полярного фронта в Лабрадорском море и в море Ирмингера. НСАГВ обогащаются кислородом благодаря примеси арктических придонных вод, поступающих через Датский пролив. Также ССАГВ отличаются от НСАГВ и ВСАГВ минимумом концентрации фреонов [255].

ССАГВ в одних работах ассоциируют с максимумом концентрации кислорода [253, 334], а в других – с минимумом содержания фреонов [107]. Этим во многом и объясняется широкий спектр мнений об их происхождении. Так, в работе [108] считается, что ССАГВ происходит из вод моря Лабрадор, которые, по мнению авторов работы [107], еще смешиваются с циркумполярными водами и с Исландско-Шетландскими глубинными водными массами (ИШГВ). Автор работы [300] считает, что ССАГВ берут свое происхождение непосредственно от ИШГВ.

НСАГВ, по мнению большинства исследователей [107, 108, 358], происходит от водных масс Датского пролива (ДПВ). Минимум содержания биогенных элементов характеризует НСАГВ, происходящие из ДПВ и переносимые в Экваториальную Атлантику с Западным глубинным пограничным течением [312, 334]. В работе [300] указывается на формирование НСАГВ из ДПВ и модифицированной Антарктической донной водной массы ААДВ западного бассейна. По мнению авторов работы [312], НСАГВ представляет собой смесь ИШГВ и ДПВ. В работе [195] указывается на то, что НСАГВ происходит из вод Северо-Европейского бассейна, тогда как автор работы [204] считает НСАГВ и ИШГВ аналогами.

Количественные оценки вклада различных составляющих в САГВ в литературных источниках крайне редки. На рис. 1.9 представлена схема переносов массы в Атлантической меридиональной циркуляционной ячейке (АМЯЦ) по [300]. ССАГВ формируются в результате смешения ИШГВ (2 Св), ААДВ (2 Св) Восточной Атлантики и вод субполярного круговорота (2 Св) (рис. 1.9). НСАГВ формируются к северу от 40–45° с. ш. из ДПВ (3 Св) и проникающих из субполярного круговорота (3 Св) и добавляются к ААДВ западного бассейна (2 Св) [300]. По мнению авторов [300], значения составляющих САГВ на экваторе следующие: ВСАГВ (4 Св), ССАГВ (6 Св), НСАГВ (8 Св).

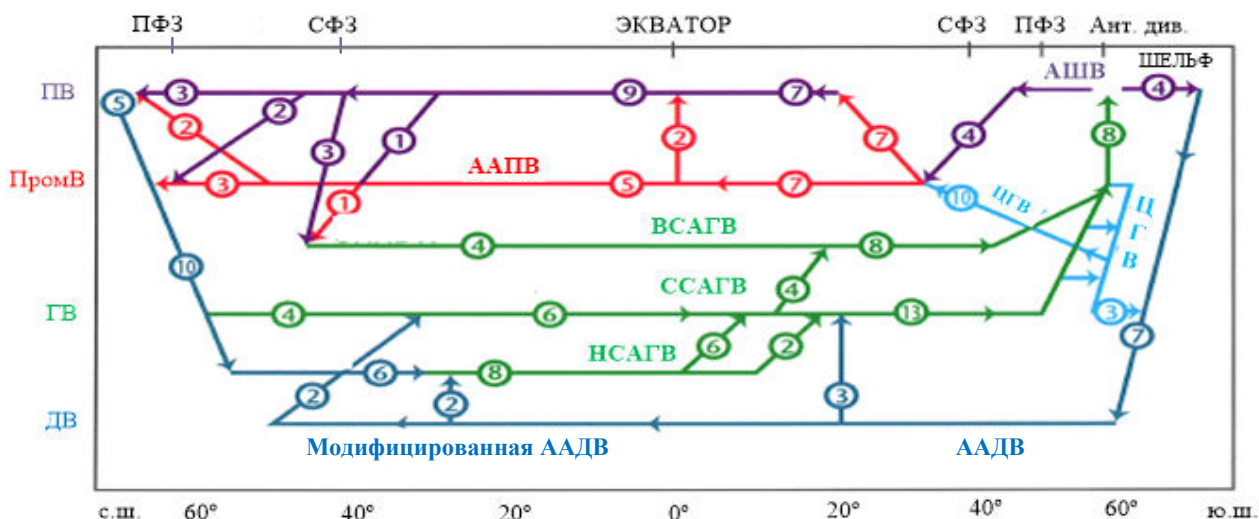


Рис. 1.9. Схема переносов массы в Атлантической меридиональной циркуляционной ячейке по [300]. Цифрами указаны переносы массы в свердрупах

Южнее 25° ю. ш., в западном бассейне разделение САГВ на составляющие по мнению [28] не оправдано, в связи с отсутствием ССАГВ и сильной схожести свойств ВСАГВ и НСАГВ между собой.

В работе [286] для определения составляющих САГВ на основе измерения концентрации фреонов применяют другую терминологию: верхнюю часть называют мелководными ВСАГВ, затем выделяют слой, ведущий свое происхождение от Лабрадорских вод, и далее нижнюю часть – старые и перетекающие НСАГВ. Авторы работы [339] используют аналогичное разделение САГВ на составляющие. Выделяют 4 компонента: ВСАГВ, Лабрадорские воды (они же мелководные ВСАГВ), старые НСАГВ и перетекающие НСАГВ. ВСАГВ примерно соответствует, по замечанию авторов [339], мелководным ВСАГВ по [286], и имеет максимумы солености, температуры и концентрации фреонов и минимум концентрации биогенных элементов. Лабрадорские воды, ядру которых соответствует максимум кислорода, вместе со старыми НСАГВ (им соответствуют минимумы концентрации кислорода и фреонов – у перетекающих НСАГВ эти характеристики противоположные) входят в состав ССАГВ. ЛВ в Бразильской котловине, по их мнению, соответствуют верхней части ССАГВ и верхним ЛВ по работе [272]. Старые НСАГВ соответствуют нижней части ССАГВ и происходят от ИШГВ, проникающих через разлом Гиббса. Перетекающие НСАГВ происходят из вод Датского пролива. Также компоненты САГВ можно выделить по минимальным концентрациям гелия терригенного происхождения [339].

1.1.6. Антарктическая донная водная масса (ААДВ)

Впервые воды антарктического происхождения в придонной структурной зоне Атлантического океана были выделены в работе [359] по данным экспедиции на НИС «Метеор». Воды в этой работе получили название «Антарктическая донная водная масса» (ААДВ). На рис. 1.10 представлена схема распространения ААДВ в Атлантическом океане. Было установлено, что эти воды, распространявшиеся из моря Уэдделла, имели потенциальную температуру (θ) менее $-0,8^{\circ}\text{C}$ на севере этого моря, $0,6^{\circ}\text{C}$ – у экватора и $1,8^{\circ}\text{C}$ – у Бермудских островов.

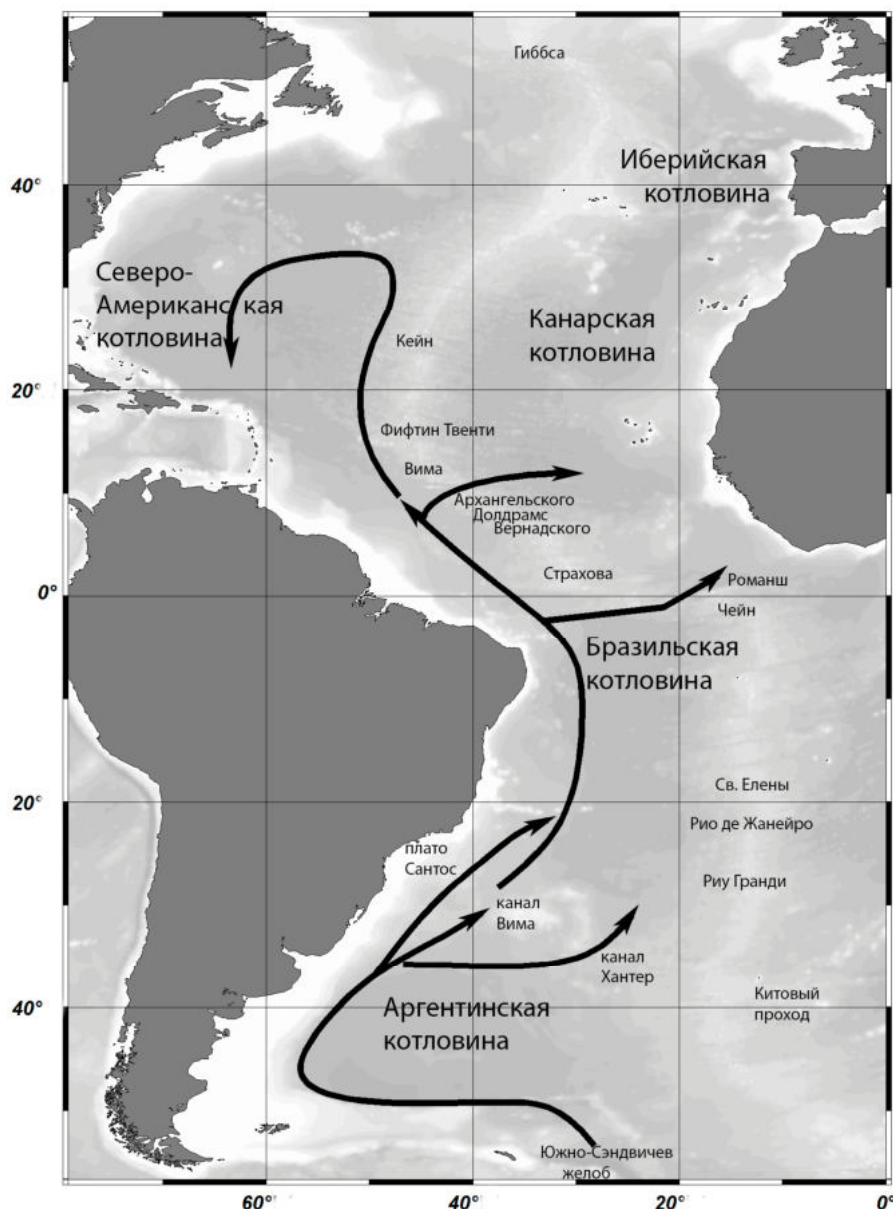


Рис. 1.10. Схема распространения Антарктической донной водной массы в Атлантическом океане

ААДВ традиционно отождествляются с водами моря Уэдделла. Такой подход основывается на представлении о том, что подавляющая часть атлантической ААДВ формируется в море Уэдделла и лишь незначительная ее часть поступает в Атлантику из индоокеанского сектора Южного океана [265]. Согласно [161, 239], ААДВ в Атлантическом океане представляет собой смесь Донной водной массы моря Уэдделла (УДВ) и вышележащих вод циркумполярного происхождения. При этом УДВ – водная масса, которая формируется в результате смешения тех же циркумполярных вод с Антарктическими шельфовыми водами и опускается вдоль антарктического склона ко дну океана. Исследуя структуру вод юго-западной части Атлантики, авторы работы [283] указали на то, что при описанном выше подходе к выделению ААДВ она не является собственно донной водной массой, и предложили отказаться от этого термина, заменив его на «Глубинную воду моря Уэдделла» (УГВ).

Таким образом, согласно принятому в настоящей работе определению ААДВ, это водная масса в Атлантике, которая объединяет в себе УГВ и УДВ [117].

В работе [117] обобщены результаты, посвященные глубинным и донным водным массам Атлантики. Рассмотрены причины терминологических нестыковок в наименовании водных масс по различным классификациям [265, 283, 360]. В частности, обращено внимание на некорректность выделения Нижних циркумполярных глубинных вод в тропической части Южной Атлантики и к северу от нее, возникшую по причине применения классификации водных масс Южного океана. Антарктические донные водные массы в Атлантике, согласно «классическому» определению [359], являются комплексом водных масс антарктического происхождения, не имеющих возможности беспрепятственно распространяться вокруг Антарктиды [265, 343], описывая разные объекты.

Авторы работы [239] указали на то, что бассейны к северу от субполярных широт заполняются водами не напрямую из источников формирования на антарктическом склоне, а из нижних слоев циркумполярных вод, беспрепятственно распространяющихся вокруг Антарктиды в поле Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). В зоне АЦТ эти слои занимают промежуточное положение между более плотными южными донными водами снизу и более солеными водами североатлантического происхождения сверху. Область АЦТ отделяет южную субтропическую зону Мирового океана от субполярных циклонических круговоротов, то есть представляет собой буферную зону между водами с юга и севера. Это означает, что нижние слои циркумполярных вод, с одной стороны, вместе с АЦТ оказываются далеко от антарктического склона на большей части периметра Антарктиды, с другой – представляют собой протяженный, распределенный источник для придонных вод в бассейнах к северу от зоны АЦТ. Таким образом, в Атлантике в составе «донных вод южного происхождения» можно выделить две компоненты: циркумполярную воду из области АЦТ и более плотную воду, поступающую из субполярного циклонического круговорота к югу от АЦТ [239, 299, 361].

Антарктическая донная водная масса (ААДВ) формируется на антарктическом склоне в результате смешения холодной и тяжелой Антарктической шельфовой водной массы (ААШВ) с более легкими, теплыми и солеными Циркумполярными глубинными водами [121, 259]. ААШВ образуется на шельфе Антарктиды в осенне-зимний период за счет охлаждения относительно пресной Антарктической поверхностной водной массы до значений, близких к температуре замерзания, и осолонения за счет ледообразования. Формирование ААШВ, с последующим ее опусканием вдоль антарктического склона до абиссали океана, и образование ААДВ происходят лишь при совокупности определенных условий, а именно: при наличии постоянной обширной полыньи, приводящей к сильному оттоку тепла в атмосферу, при достаточной ширине шельфа, обеспечивающей необходимое время взаимодействия с атмосферой, при наличии пересекающих склон каньонов, дающих возможность оттока с шельфа наиболее тяжелых ААШВ. Если солености смешиваемых вод относительно велики, а температуры низки, водная масса, которая получается в результате смешения, достигает дна океана и формирует Антарктическую донную водную массу. В процессе формирования ААШВ также имеет место охлаждение и опреснение у подошв шельфовых ледников, что особенно характерно для западной части моря Росса, где под толщей льда температура может достигать экстремально низких значений $\theta < -2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ [269].

Описанный выше механизм формирования ААДВ носит нерегулярный по времени характер. Это связано как с сезонными образованиями ААШВ, так и с нерегулярностью стока ААШВ по антарктическому склону. Имеются некоторые межсезонные и межгодовые различия в характеристиках шельфовых вод. Например, в работе [317] рассказывается о том, что последнее погружение ААДВ произошло в 1810-х гг., в то же время в работе [212] отмечается, что этот процесс может происходить ежегодно.

Вторым механизмом формирования ААДВ является глубокое конвективное перемешивание в полыньях или внутри синоптических вихрей в открытом океане, интенсифицированное мощным охлаждением в поверхностном слое [171, 346]. Такая конвекция в Южном океане наблюдалась в районе возвышенности Мод (0° з. д.) в начале 1970-х гг. Однако спутниковые наблюдения за ледовитостью океана показали, что необходимые условия для этого механизма существовали лишь примерно в 11 % от времени таких наблюдений, в течение которых формировалось около 2,4 Св глубинных вод [171]. То есть средняя оценка скорости формирования глубинных вод моря Уэдделла оказалась за счет глубокой конвекции более чем на порядок меньше оценок скорости формирования ААДВ на большей части антарктического склона [347]. Это свидетельствует о том, что механизм образования ААДВ на антарктическом склоне более значителен.

В соответствии с описанными механизмами формирования во всех районах своего распространения ААДВ характеризуется пониженными значениями температуры. В пределах Антарктического циркумполярного течения ААДВ отличается повышенным содержанием кислорода. Содержание кислорода и биогенных элементов зависит от возраста донных вод и траекторий их движения, что позволяет в ряде случаев отличить друг от друга ААДВ, образовавшиеся в разных районах Антарктики [54, 269].

Распространение антарктических вод в Атлантике привязано к рельефу дна. Его можно представить следующим образом (см. рис. 1.10): ААДВ из моря Уэдделла распространяется на север через четыре прохода в хребте Южного Скотия, а также через Южно-Сандвичев желоб. В море Скотия часть ААДВ следует на запад в пролив Дрейка. Считается, что этот поток не достигает Тихого океана [265]. Оставшаяся часть ААДВ проникает через проходы Георгия и Северная Георгия в котловину Георгия, в которой вместе с ААДВ, прошедшей через Южно-Сандвичев желоб, заполняет придонный слой. Дальнейшее проникновение ААДВ на север в Аргентинскую котловину осуществляется через Фолклендский проход в Фолклендском хребте [347]. Часть этого потока следует вдоль южной и западной окраины Аргентинской котловины. Другая часть захватывается Субантарктическим фронтом и следует на восток к АЦТ [347]. Часть из этого оставшегося потока обходит возвышенность Запиола в виде антициклонического круговорота [361].

Циркумполярные воды в Южной Атлантике распространяются на восток в поле АЦТ. На северо-восточной периферии круговорота часть этих вод вовлекается в циклоническую циркуляцию круговорота Уэдделла. Из моря Скотия в Юго-Западной Атлантике циркумполярные воды проникают на север над Фолклендскими плато и хребтом в Аргентинскую котловину, где вместе с ААДВ образуют придонную структуру, воды которой распространяются в Атлантике далее к экватору [361]. В дальнейшем воды антарктического происхождения, то есть ААДВ вместе с циркумполярными водами, переносятся в Бразильскую котловину. Традиционно считается, что этот перенос осуществляется тремя путями: через канал Вима, канал

Хантера и над плато Сантос. На севере котловины поток антарктических вод раздваивается: одна часть переносится в восточный бассейн через разломы Романш и Чейн, оказывая влияние на воды придонного слоя Юго-Восточной Атлантики; другая часть вод перетекает Экваториальный канал и Гвианскую котловину, распространяясь в Северо-Восточную Атлантику через разлом Вима в Северо-Американскую котловину. Там она вовлекается в северный циклонический круговорот, достигая Ньюфаундлендской банки.

В связи с тем, что Китовый хребет представляет собой непреодолимую преграду для большей части ААДВ в восточной части Атлантики, проникновение возможно только через разломы Срединно-Атлантического хребта (САХ). Ранее в работе [360] предполагалось, что ААДВ оказывает существенное влияние на воды придонного слоя восточного бассейна, проникая туда через глубоководные проходы в Срединно-Атлантическом хребте. Это предположение базировалось на обнаружении в котловине Зеленого мыса холодных абиссальных вод с потенциальной температурой $1,74^{\circ}\text{C}$ у дна. Это проникновение вод происходило в основном через разлом Романш, а также, менее интенсивно, через разлом в районе 8° – 11° с. ш. Разлом Вима, через который действительно осуществляется перенос, на то время оставался еще не открытым (был найден лишь в 1950-е гг.). Позднее к группе разломов, через которые в восточный бассейн проникает ААДВ, был добавлен разлом Чейн. Авторы работы [137] находят подтверждение проникновению небольшого количества ААДВ на север через канал в Китовом хребте из Капской котловины, называемый «Китовый проход».

Через разломы Чейн и Романш, по оценкам [30, 31], переносится $0,2$ – $1,0$ Св ААДВ. На 11° с. ш. располагается разлом Вима, перенос ААДВ через который составляет $0,1$ – $0,6$ Св [301]. Оценки других авторов переноса через все эти разломы, обобщенные в работе [64], превышают указанные и лежат в диапазоне $2,5$ – $4,5$ Св. В работе [291] также показана возможность проникновения ААДВ в Юго-Восточную Атлантику через разломы Рио-де-Жанейро (24° ю. ш.), Риу-Гранди (28° ю. ш.) и Св. Елены (19° ю. ш.).

Принято считать, что в восточном бассейне Антарктическая донная водная масса не распространяется, хотя некоторые авторы используют это название для придонных вод. К востоку от Срединно-Атлантического хребта антарктические воды называются Донной водной массой восточного бассейна (ВДВ) [43], Нижней глубинной водной массой [336] или Абиссальной водной массой восточного бассейна [316], которая представляет собой продукт сильной трансформации Антарктической донной водной массы.

ГЛАВА 2

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСОВ

2.1. Описание массивов данных, используемых для оценки тепломаассопереносов

Для исследования причин и механизмов изменений меридиональных тепломаассопереносов необходимо наличие качественных, однородных и длительных массивов данных наблюдений. Создание таких массивов данных является одной из основных задач многих международных, региональных наблюдательных программ под руководством *WMO*, *NOAA*, *UNESCO* и др. Имеющиеся на сегодняшний день данные наблюдений позволяют выделять и анализировать лишь отдельные временные масштабы изменчивости глобальной системы океан – атмосфера.

Научно-технические достижения, а также усовершенствование компьютерных технологий способствовали получению более точных и надежных климатических массивов данных для исследования изменчивости на разных временных масштабах таких характеристик, как дрейфовые меридиональные тепломаассопереносы, свердруповские меридиональные переносы массы и переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией. Среди доступных глобальных атмосферных данных – атмосферные реанализы (*NCEP/NCAR*, *20CR*, *ERA-Interim* и др.).

Для лучшего представления циркуляции океанических вод, изучения глобального обмена теплом, импульсом между океаном и атмосферой необходимо иметь инструментальные данные высокоточных глубоководных измерений от поверхности до дна океана.

Такие комплексные исследования выполнялись с середины XX в. Так, в *Международный геофизический год (МГГ)* (1957–1958), в котором приняли участие 67 стран, проводились исследования физических процессов в земной коре, океанах и атмосфере Земли. В дальнейшем эти исследования стали основной задачей многих международных программ и проектов.

World Ocean Circulation Experiment (WOCE) – научно-исследовательская программа, нацеленная на глобальное изучение Мирового океана и физических процессов, происходящих в нём. Программа *WOCE* является основной частью программы *WCRP*, которая была основана в 1979 г. *International Council of Scientific Unions* совместно с *Scientific Committee on Ocean Research, Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO*. В рамках программы *WOCE* выполнялись прямые наблюдения на гидрологических трансатлантических разрезах *CTD*-зондом. Для проблемы вертикального профилирования течений с борта судна использовались акустические доплеровские измерители течений судовые (*SADCP*) и погружаемые (*LADCP*) [120, 156, 340]. Эти данные являются одними из высокоточных, так как охватывают диапазон наблюдений от поверхности до дна и позволяют оценить состояние меридиональной циркуляции [180]. Программа *CLIVAR* (продолжение *WOCE*) – современная; её задачи – исследования и качественное описание водных масс и их границ.

Также известны программы по изучению субтропической циркуляции в Северной Атлантике: *PAЗPEЗЫ*, *MODE*, *POLYMODE*, *ARGO*, *STACS*, *WATTS*, *RAPID* и др.

ARGO представляет собой проект по созданию глобальной сети дрейфующих-профилирующих буев для проведения океанографических измерений температуры и солености в верхнем двухкилометровом слое океана в реальном масштабе времени. Проект начал работу в 1999 г. Тестирование первых буев проходило еще в 1998–1999 гг. в рамках программы *WOCE*. Программа *ARGO* была запущена в 2000 г. и в настоящее время успешно функционирует. На сегодняшний день система *ARGO* позволяет получать каждые десять дней 3000 профилей распределения температуры и солености до глубины 2000 м с пространственным разрешением около 300 км ($3^\circ \times 3^\circ$). Дрейфующие буи обеспечивают получение данных о течениях на двух горизонтах (заданная глубина дрейфа и поверхность). На поверхности каждый буй *ARGO* передает по радиоканалу данные измерений и свое положение на орбитальный спутник и затем вновь опускается на горизонт дрейфа для продолжения цикла измерений. Технические характеристики буев позволяют произвести ~150–170 таких циклов измерений. Продолжительность работы буев составляет 4–5 лет. Орбитальные спутники системы *Argos*, получив данные буев, передают их на наземные приемные станции и через них распространяют информацию о параметрах вод в прогностические и научные центры по всему миру через Глобальную систему связи в оперативном режиме. После проверки температурные данные зондов в течение суток передаются во Всемирную сеть метеоинформации, где становятся общедоступными.

Таким образом, вместе со спутниковыми наблюдениями и существующей сетью поверхностных буев система *ARGO* позволяет создать глобальную океанографическую систему, аналогичную глобальной системе наблюдений за атмосферой [77]. Система *ARGO* рассматривается в качестве важнейшего элемента международных программ по созданию Глобальной системы наблюдений за океаном (*GOOS*) и Глобальной системы наблюдений за климатом (*GCOS*), а также как вклад в международную программу по изучению климатической изменчивости (*CLIVAR*) и Глобальный эксперимент по усвоению океанологических данных (*GODAE*).

Программа *RAPID* успешно работает с марта 2004 г. В рамках этой программы ведутся инструментальные наблюдения на стационарных буйковых станциях, установленных от берега до берега на ~26,5° с. ш. Субтропической Атлантики [310]. Буи обеспечивают информацией не только о температуре и солености, но и о компонентах скоростей течений с дискретностью по времени – 12 часов. Всего установлено 19 буев на 26,5° с. ш. для измерения Атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ) [140, 208, 310]. Буи расположены в западной части бассейна, в районе Срединно-Атлантического хребта и восточной части, вблизи материкового склона и охватывают слой от поверхности до ~4000 м. Массив *RAPID* имеет важное значение для определения сезонной [134, 154, 209] и синоптической [80, 141] изменчивости АМЦ.

В 1982 г. начата программа по проведению непрерывного мониторинга расхода Флоридского течения американским Национальным управлением по океанам и атмосфере (*NOAA*). Эти инструментальные наблюдения являются уникальными, так как позволяют непрерывно ежемесячно следить за изменением расхода Флоридского течения по электропроводности субмаринного кабеля, проложенного во Флоридском проливе [33, 113, 182]. Вместе с этой программой (параллельно) велись инструментальные наблюдения на автономных буйковых станциях в рамках

программ *STACS* и *WATTS*. Однако эти исследования скорости и температуры, основанные на данных автономных буйковых станций, были непродолжительными и позволяли получить оценки за отдельные месяцы, причем в отдельных глубоководных слоях.

Все эти программы нацелены на выявление причин изменения циркуляции в Северной Атлантике и разработку прототипа системы, который в будущем позволит отслеживать изменение структуры меридиональной термохалинной циркуляции. Эти международные эксперименты сумели объединить судовые экспедиционные исследования, использование новых наблюдательных технологий (спутниковая информация, поплавки нейтральной плавучести, акустические профилографы скорости течений и др.) и усвоение получаемых данных в моделях циркуляции океана.

Для исследования изменчивости меридиональной циркуляции (скорость течений, водные массы) и переносов тепла от поверхности до дна в последнее время часто используются данные океанических реанализов. К их числу относятся реанализы *ECCO*, *GECCO*, *ORA*, *SODA* и др. Они представляют собой данные, регулярно распределенные по пространству (с шагом сетки $0,25^{\circ}$ – 1°) и времени, содержащие систематизированную, комбинированную информацию из разных источников (контактных и спутниковых наблюдений) за период 50–150 лет, обработанную различными 3D- и 4D-моделями. Однако не во всех районах земного шара океанические реанализы показывают адекватные результаты [56, 277]. Это связано с сильным сглаживанием данных по пространству, так как все реанализы имеют разный форсинг (данные о фактическом ветре *NCEP*, *ERA40*, *ERAinterim* и др.) и используют различные имитационные модели общей циркуляции океана (*MIT*, *POP*, *HOPE*, *NEMO*) для усвоения данных. Кроме того, у всех реанализов данные ограничиваются по глубине реанализа, то есть отсутствует «реальное дно» [56]. Поэтому, прежде чем использовать эти данные для решения гидрофизических задач, необходимо проводить сравнение данных реанализов и контактных наблюдений.

Для анализа дрейфовых тепломассопереносов в последние 10–15 лет обычно используются данные атмосферных реанализов – *NCEP/NCAR*, *ERA*, *JRA* и др. [82, 205, 328]. Длина рядов наблюдений, используемых в этих реанализах, составляет ~40–70 лет. Несмотря на достаточно хорошее качественное совпадение характеристик ДМП, полученных разными авторами по данным различных реанализов, количественно их оценки могут существенно отличаться друг от друга. Это связано с выбором метода усвоения экспериментальных данных, методики расчета касательных напряжений трения ветра, а также с пространственно-временной структурой и сглаживанием используемых данных наблюдений [83].

В последнее время появился более продолжительный (> 100 лет) массив данных реанализа XX в. (*20CR*). Особенность реанализа *20CR* заключается в том, что в нём усваиваются только данные приземных метеонаблюдений, методика получения которых практически не изменилась с конца XIX в. Это позволяет исключить недостатки других реанализов (в частности, *NCEP/NCAR*), связанных с принципиальным изменением в наблюдательной системе, которое приводит к искусственной изменчивости метеорологических полей, рассчитанных по всем доступным данным [84]. Таких изменений было два: в конце 1950-х гг. – после существенного расширения глобальной наблюдательной сети, реализованной при проведении Международного геофизического года, и примерно через 20 лет после этого – в начале спутниковой эры в гидрометеорологии [115]. Анализ качества

данных реанализа *20CR* был выполнен в работе [136]. В ней отмечается хорошая воспроизводимость циркуляции приземной атмосферы во внетропической зоне Северной Атлантики. Описываются среднеширотные циклоны, причем и в период до 1950 г., несмотря на усвоение относительно небольшого количества данных наблюдений [328, 343]. Количество данных стандартных гидрометеорологических наблюдений, усваиваемых в реанализе *20CR*, увеличилось с конца XIX до начала XXI в. Однако это изменение было незначительным по сравнению с ростом количества данных, используемых в реанализах *NCEP/NCAR*, *ERA* и *JRA* с конца 1970-х – начала 1980-х гг., связанным с появлением спутниковых наблюдений. Поэтому искусственная междесятилетняя изменчивость, присутствующая в этих реанализах [115], нетипична для реанализа *20CR* [84]. С другой стороны, использование в реанализе *20CR* одних только стандартных метеонаблюдений может привести к большим систематическим погрешностям в тех регионах, в которых плотность наблюдательной сети мала. При этом в результате постепенного совершенствования сети стандартных метеонаблюдений может возникать искусственный тренд в данных реанализа *20CR*. Несоответствие величин линейных трендов приземной температуры воздуха, рассчитанных по результатам контактных наблюдений в Европе в 1979–2008 гг. и по данным реанализа *20CR*, выявлено для Арктического региона [74, 268]. Таким образом, данные реанализа *20CR* могут использоваться для анализа низкочастотной изменчивости климатических характеристик Северного полушария, за исключением приполярных регионов [84].

В данной главе представлено описание лишь отдельных программ и проектов, на которых основаны дальнейшие описания результатов в последующих главах монографии.

2.2. Методики расчета тепломассопереносов и их отдельных компонент

Различают несколько методов оценки интегральных меридиональных переносов тепла. Их условно можно разделить на:

– **прямые оценки**, основанные на расчетах скорости течений по данным наблюдений на гидрологических разрезах [77, 89, 180]. Эти оценки условно называются «прямыми». Термин применен в работах [180, 290, 294]. Для уточнения прямых оценок тепломассопереносов иногда используется «обратный» метод, который в зарубежной литературе известен как *inverse method* [287, 353]. Определение «обратный» не дает представления о сущности метода. Решение «обратной» задачи в океанологии – определение скорости течения по вызванному этим течением распределению характеристик воды. «Обратную» задачу можно решить путем модельного расчета тепломассопереносов по измеренным данным или сопоставления результатов модельного расчета с оценками, полученными по реальным данным. Под определение «обратный» метод подходит как динамический метод, так и бокс-моделирование [60].

Под термином «обратный» метод в работе [353] понимается балансовое уточнение динамического метода. Среди основных отличий данного метода можно выделить:

1) привлечение априорной информации о распределении скоростей, рассчитанных динамическим методом или взятых из уравнения термического ветра, с последующим определением неизвестных скоростей на отсчетной поверхности.

Недостатком такого расчета является возникновение ошибки в определении скорости на отсчетной поверхности для всего разреза, а не для каждой пары станций, а также включение всех погрешностей, присущих динамическому методу;

2) использование более совершенных методов статистической обработки информации и решения систем алгебраических линейных уравнений, как правило, предполагающих нахождение ошибок определения измеренных величин;

3) то, что «обратный» метод не избавляет от расчета ветровой составляющей, ведь она должна быть уже учтена в априорной оценке;

4) то, что в связи с нелинейностью задачи (она возникает, если учитываются ошибки измерений) решение не единственное, и шансы получить решение, наилучшим образом отражающее реальную циркуляцию, тем выше, чем лучше ее начальное приближение [236]. Некоторые исследователи под термином «обратный метод» понимают методы, отличные от инверсного [353], например температурно-компенсационный метод Завьялова или метод бета-спирали Стоммела – Шотта.

– **балансовые оценки** с использованием уравнения бюджета тепла для океана [47, 124, 194, 220, и др.] либо для системы океан – атмосфера [188, 264, 332 и др.].

– **численное моделирование** [44, 124, 279, 299 и др.]. Основная проблема численного моделирования – недостаточное количество исходных данных измерений. Кроме того, измерения имеют неравномерное пространственно-временное распределение. Невысокая точность оценок меридиональных переносов массы и тепла, полученных по результатам диагностических моделей, может быть обусловлена низким качеством используемого поля плотности и неточным расчетом баротропных течений [72]. Последние, несмотря на свою малую величину, исключительно важны в общем балансе массы и тепла. Для уменьшения уровня шумов, искажающих используемое поле плотности, в последние годы широко применяются адаптационные модели [32]. Адаптация заключается в согласовании гидротермодинамических полей при помощи решения прогностической задачи с использованием крупномасштабной модели. При этом за начальные поля принимаются климатические данные, а расчет проводится до тех пор, пока средняя кинетическая энергия в расчетной области не установится. Это дает возможность использовать полезную часть климатической информации, отфильтровав шумы с помощью крупномасштабной модели. С другой стороны, выбор момента окончания адаптации является достаточно произвольным. Поскольку величина меридионального переноса тепла существенно зависит от этого момента (наряду с параметрами модели и выбранными граничными условиями), результат использования адаптационных моделей зависит в значительной степени от субъективного фактора [72]. В полудиagnostических моделях в уравнения баланса и солей вводят дополнительный член, пропорциональный разности климатических и расчетных величин. Коэффициентами пропорциональности являются выборочные параметры при решении полной задачи [293]. Таким образом, полудиagnostические модели можно считать разновидностью адаптационных. Прогностические модели не всегда дают правильные количественные оценки меридиональных тепломассопереносов из-за плохого разрешения и грубости задания граничных условий на поверхности океана [72], однако они пригодны для качественного описания процессов, происходящих в океане.

По оценкам разных авторов, перенос тепла через экватор в Атлантическом океане составляет порядка 1 ПВт ($1 \text{ ПВт} = 10^{15} \text{ Вт}$) и направлен на север. Меридиональный перенос тепла (МПТ) в океане достигает максимального значения

(до ~ 1,5 ПВт) в Субтропической Атлантике. Причем балансные оценки [47, 124, 194, 220], а также оценки, полученные «обратным» методом [287, 353], в среднем дают меньшие величины МПТ в Северной Атлантике, чем прямые оценки. Анализ прямых оценок, полученных на основе использования наиболее точных океанографических данных по программе *WOCE* в 1990-е гг. [83], подтвердил справедливость большинства выполненных ранее прямых оценок океанического МПТ. Выполнено также несколько обобщенных оценок МПТ в Атлантическом океане, основанных на комплексном анализе всех доступных данных наблюдений [6, 83, 154, 290, 315, 325 и др.].

Таким образом, основные закономерности климатической крупномасштабной изменчивости океанических полей зависят от вида используемой параметризации мелкомасштабных процессов в главном термоклине. Особенно это касается моделирования долговременных тенденций изменения океанической циркуляции и меридиональных переносов тепла, поскольку даже незначительные на первый взгляд изменения в параметризации высокочастотных процессов могут приводить при длительном интегрировании к принципиально отличающимся между собой результатам [124, 315].

Имеются работы, посвященные исследованию меридиональной циркуляции и переноса тепла в Северной Атлантике на основании использования прямых океанографических измерений [81, 154, 294 и др.]. В них показано, что преимуществом прямого метода оценки МПТ перед другими является его простота вычисления. Он дает возможность, при наличии высокоточных данных глубоководных наблюдений (судовые наблюдения на повторяемых трансатлантических разрезах) с хорошим пространственно-временным разрешением, получить полное представление о крупномасштабной циркуляции в Северной Атлантике и изучить ее изменчивость на сезонном, синоптическом межгодовом и десятилетнем масштабах. С помощью динамического метода рассчитываются скорости течений [180, 294]. Судовые наблюдения на трансатлантических разрезах имеют ряд бесспорных преимуществ: охватывают всю толщу океана от поверхности до дна, от берега до берега; выполняются практически в одних и тех же географических координатах; имеют максимально возможную точность, что позволяет достоверно выделять изменчивость термохалинных характеристик водных масс в глубинных слоях Мирового океана; представляют собой данные наблюдений, позволяющие наиболее точно получать оценки интегрального меридионального переноса массы и тепла в Мировом океане [83].

Однако выполненные гидрологические разрезы дают точные оценки скорости течений лишь за конкретные месяцы. При этом они являются эпизодическими и не позволяют судить о пространственной изменчивости АМЯЦ.

В качестве дополнительных материалов для оценки меридиональных тепломассопереносов могут использоваться данные со спутников, данные реанализов, буев и т. д. [72, 89, 129, 140, 165, 215 и др.]. Преимуществом этих данных является регулярное пространственно-временное разрешение. Выделяются следующие недостатки:

- *непрерывные временные ряды* измерений параметров скорости течений, температуры морской воды, полученные в стационарных пунктах наблюдений, не позволяют судить о пространственной структуре изучаемых явлений;
- массивы *спутниковых данных и атмосферных реанализов* обладают широким пространственным покрытием акватории Северной Атлантики, но не могут быть

использованы в исследовании изменчивости глубинных вод, так как содержат информацию о свойствах верхнего слоя океана;

– существующие массивы *данных океанических реанализов*, объединяющих в себе измерения, выполнены с разной точностью и временной периодичностью, а их анализ может привести к неправильным или неточным оценкам изменчивости структуры и циркуляции вод [169]; кроме того, в них отсутствуют данные, охватывающие наблюдениями часть слоя донных вод;

– *поля осредненных океанологических параметров* не подходят для исследования разномасштабной изменчивости океанских процессов, так как интерполяция неоднородных данных приводит к искажению климатических сигналов; вместе с тем климатический атлас *WOA* за десятилетия может использоваться для этой задачи.

В работах [6, 81, 179, 293] подробно описана методика расчета МПТ прямым методом на основе использования данных гидрологических разрезов и измерителей течений. В работах [80, 81, 154, 254, 293, 324] выполнены оценки внутригодовой и межгодовой изменчивости меридионального переноса массы и тепла. В [83, 99, 129] оценены долговременные тенденции изменения МПТ. Как показано в работе [72], надежное выделение низкочастотных вариаций океанологических характеристик (включая МПТ) с типичными периодами от десяти до нескольких десятков лет – до сих пор трудноразрешимая проблема вследствие ограниченного количества данных контактных наблюдений и высокого уровня шумов. Поэтому часто анализируются также низкочастотные вариации отдельных составляющих меридиональных переносов тепла, к которым относятся дрейфовые меридиональные переносы (ДМП) и переносы, обусловленные горизонтальной циркуляцией, вызванной завихренностью ветра (т. е. свердруповской циркуляцией) в Северной Атлантике.

2.2.1. Методика расчета меридиональных переносов тепла

Квазистационарный среднегодовой МПТ в океане (\overline{H}) через круг широты можно рассчитать согласно [53, 77, 180] как:

$$\overline{H} = C_p \overline{\rho} \int_0^h \int_0^L (\overline{V} \overline{T}) dx dz, \quad (2.1)$$

где h и L – глубина и ширина океана; V – меридиональная компонента скорости; T – температура воды; $C_p \overline{\rho} \approx 4,18$ Дж/(град·см³), C_p – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении, ρ – плотность морской воды. Черта сверху означает осреднение по времени.

Для расчета МПТ прямым методом необходимо иметь данные о меридиональной компоненте скорости течения и температуре на каждом круге широты.

Поскольку поля V и T подвержены сезонным и синоптическим флуктуациям, представим их (следуя работе [73]) в виде:

$$V = \overline{V} + V' + V'',$$

$$T = \overline{T} + T' + T'', \quad (2.2)$$

где V' и T' – сезонные вариации, V'' и T'' – синоптические вариации.

Подставляя (2.2) в (2.1), получим:

$$\overline{H} = C_p \overline{\rho} \int_0^h \int_0^L \left(\overline{V_1 T_1} + \overline{V_2 T_2'} + \overline{V_3 T_3''} + \underbrace{\overline{V_4 T_4'} + \overline{V_4 T_4''}}_4 \right) dx dz, \quad (2.3)$$

где h – глубина океана; слагаемые в правой части: 1 – перенос тепла, обусловленный средней меридиональной циркуляцией; 2 – перенос тепла, связанный с корреляциями флуктуаций меридиональной компоненты скорости течений и температуры на сезонном масштабе (V' , T'); 3 – перенос тепла, связанный с корреляциями флуктуаций меридиональной компоненты скорости течений и температуры на синоптическом масштабе (V'' , T''); 4 – перенос тепла, связанный с корреляциями флуктуаций меридиональной компоненты скорости течений и температуры на сезонном и синоптическом масштабах.

Для полного описания квазистационарных МПТ в океане необходимо установить основные закономерности квазистационарного распределения термогидродинамических характеристик океана, описать их сезонную и синоптическую изменчивость. Другими словами, задача описания основных механизмов МПТ в океане сводится к океанографическому описанию термогидродинамических полей, включая их сезонную и синоптическую изменчивость. Эти поля характеризуются выраженными физико-географическими особенностями. Механизмы, ответственные за основную часть меридионального переноса тепла в одних районах океана, могут не вносить практически никакого вклада в МПТ в других районах, и наоборот. Если сезонные изменения МПТ относительно невелики, например в Субтропической Атлантике, то квазистационарный перенос тепла может быть оценен по данным одного-двух зональных вихреразрешающих разрезов [73].

Величина меридионального переноса тепла даже в стационарном случае существенным образом зависит от вертикальной структуры меридиональной циркуляции. Максимальная величина МПТ отвечает простейшему случаю, когда перенос теплых поверхностных вод в одном направлении полностью компенсируется противоположно направленным переносом глубинных вод. Тогда для оценки МПТ достаточно умножить расход любой из этих противоположно направленных циркуляционных ветвей на разницу температуры верхнего слоя рассматриваемого региона океана и средней температуры глубинного и придонного слоев. Значительную роль в МПТ в Субтропической Атлантике может играть меридиональная циркуляция на уровне промежуточных вод [323, 325].

Основной вклад в квазистационарный МПТ в Северной Атлантике вносит перенос, формирующийся за счет среднегодовой меридиональной циркуляции, структура которой достаточно устойчива, несмотря на наличие значительной сезонной изменчивости [77]. Это дает возможность оценить квазистационарный МПТ, даже не имея достаточного для надежного определения сезонных и синоптических вариаций скорости и температуры количества разрезов. На это впервые было указано в работе [180], в которой МПТ в океане оценивался по данным одного разреза. Вместе с тем привлечение информации по нескольким разрезам для каждого круга широты позволяет получить оценку меридионального переноса тепла для разных сезонов, уменьшить погрешность вычисления квазистационарного МПТ и оценить долговременную тенденцию его изменения [81]. Методика расчета переноса тепла, отвечающего стационарной меридиональной циркуляции, подробно описана в работах [53, 73, 77].

В нестационарном случае необходимо знать не только сезонную изменчивость меридиональной циркуляции, но и оценку синоптических флуктуаций температуры и меридиональной компоненты скорости течений для различных сезонов и для всей толщи вод, по крайней мере до нижней границы основного термоклина. В Субтропической Атлантике разрешение по времени должно быть ~ 1 неделя, а по пространству – ~ 50 км [77]. МПТ, отвечающий синоптическим возмущениям, может быть оценен по данным отдельных разрезов при соответствующем пространственном разрешении [72, 73, 77].

Для того чтобы количественно описывать синоптические возмущения и оценивать соответствующий им МПТ по гидрологическим разрезам, можно применять следующую методику [117]. Для каждой станции и горизонта под верхним квазиоднородным слоем рассчитывается величина отклонения $V_{\text{геостр.}}T$ от среднего климатического значения для определенного района и месяца. Последнее получается по данным с пространственным осреднением, определяемым характерными размерами синоптических возмущений для данного региона. Считается, что рассчитанные отклонения обусловлены главным образом квазигеострофическими процессами синоптического масштаба, то есть оценивается $(V_{\text{геостр.}}T)''$. Затем производится осреднение полученных отклонений по всей толще термоклина (до нулевой поверхности) и по всей длине разреза (точнее, по целому числу квазипериодических возмущений синоптического масштаба, выделяемых на каждом разрезе) [81]. Для фильтрации более высокочастотных возмущений полезно предварительно проинтерполировать величины температуры и плотности в узлы регулярной сетки, разрешение которой зависит от расстояния между станциями и от региональных характеристик синоптических процессов. Так, например, в Субтропической Атлантике при длине планетарной волны в сотни километров и расстояниях между станциями на зональном разрезе в 20 миль можно использовать регулярную сетку с разрешением $0,5^\circ \div 1^\circ$ (по долготе) и включать в интерполяционную процедуру 3–5 соседних станций. Проведение подобной предварительной фильтрации, конечно, не является обязательным, поскольку при интегрировании величины $(V_{\text{геостр.}}T)''$ вдоль разреза и по глубине автоматически производится фильтрация более высококачественных шумов. Тем не менее она полезна, если количество выполненных станций относительно мало для эффективного подавления высокочастотных шумов, так как их амплитуда может быть велика по сравнению с амплитудой синоптических возмущений.

В работе [6] было предложено упрощение методики [117], позволяющее избежать привлечения архивных климатических данных. Оно сводилось к вычислению синоптических флуктуаций скорости и температуры по данным, полученным непосредственно на разрезе. При этом за средние величины принимались осредненные по длине волны синоптического возмущения (либо по нескольким длинам волн) характеристики. Эта модифицированная методика использовалась в работе [77]. Оценивался не только интегральный меридиональный перенос тепла синоптическими вихрями, но и соответствующий МПТ отдельно для западной, центральной и восточной частей разреза.

Для примера: для оценки слагаемых 3 и 4 в уравнении (2.3) использовались долгосрочные инструментальные наблюдения по программе *RAPID* [80]. Для этого непрерывные ряды V и T на каждом горизонте для каждой станции подвергались спектральному анализу. В работе [80] оценка проводилась, начиная с глубины

~ 250 м. На глубинах менее 120 м спектры не анализировались, так как на области сезонного термоклина сказывается сильное влияние сезонных колебаний. Благодаря минимуму в спектре колебаний, который позволяет отделить синоптические пики от мезомасштабных, отфильтровывались высокочастотные флуктуации с периодами менее 3 сут. По спектрам и периодограммам выделялись типичные периоды синоптической изменчивости гидротермодинамических параметров. Исходные ряды обрабатывались полосно-пропускающим прямоугольным фильтром для получения рядов V'' и T'' . Затем оценивался вклад, вносимый колебаниями скорости и температуры на выделенных синоптических масштабах, в суммарную дисперсию исходного ряда. Полученные флуктуации использовались далее для оценки переноса тепла синоптическими вихрями в районе 26° с. ш. Субтропической Атлантики. Произведение V'' и T'' интегрировалось по глубине. Полученный интеграл умножался на расстояние от Америки до Африки (около $5,5 \cdot 10^6$ м), находился искомым перенос тепла вихрями, оцененный «сверху», т. к. интенсивность синоптических процессов в западной части северного субтропического антициклонического круговорота существенно больше, чем в центральной и восточной частях. Далее оценивался вклад этого переноса в интегральный МПТ в окрестности 26° с. ш. Субтропической Атлантики, полученный в работе [81].

Так как большинство синоптических вихрей (~ 90 %) сосредоточено в западной части Субтропической Атлантики (на остальную часть бассейна их приходится не более 10 % [52, 202]), умножив интеграл $\int_H \overline{V''T''} dz$ на ширину западного погранслоя (~ $0,5 \cdot 10^6$ м), определяют истинный перенос тепла синоптическими вихрями, приближенно совпадающий с оценками, полученными по гидрологическим данным [81, 180].

2.2.2. Методика расчета дрейфовых меридиональных тепломассопереносов

Основной проблемой оценки интегральных меридиональных тепломассопереносов в океане и их долгопериодных изменений является отсутствие необходимого количества данных о температуре и солености воды, о скоростях течений, особенно в глубоководных слоях океана [77]. В атмосфере данных намного больше, чем в океане, но по ним можно оценить лишь отдельные компоненты суммарных переносов массы и тепла. Их вклад в суммарные тепломассопереносы в отдельных регионах является значительным (40–50 %), а в некоторых регионах он может превышать 80 % [72]. К таким компонентам интегральных переносов относятся дрейфовые переносы. Они оцениваются с использованием данных о поле ветра, характеристики которого известны намного лучше, чем характеристики гидрологических наблюдений.

Для расчета касательных напряжений ветра (τ_x, τ_y) полных меридиональных дрейфовых потоков используются формулы Акерблома:

$$\tau_x = -\frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{2\nu}{f}} \left(\frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\partial P_a}{\partial y} \right), \quad \tau_y = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{2\nu}{f}} \cdot \left(\frac{\partial P_a}{\partial x} - \frac{\partial P_a}{\partial y} \right), \quad (2.4)$$

где ν – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости воздуха в приводном слое;

P_a – среднемесячное значение атмосферного давления у поверхности океана;

f – параметр Кориолиса.

Затем по классическому экмановскому соотношению оцениваются полные меридиональные дрейфовые потоки:

$$S_y^{\text{др}} = \frac{\tau_x}{f}. \quad (2.5)$$

Интегральные меридиональные дрейфовые переносы массы $Q_y^{\text{др}}$ вычисляются путем интегрирования $S_y^{\text{др}}$ вдоль круга широты между $2,5^\circ$ и 80° з. д. с учетом конфигурации береговой черты, то есть между Америкой и Африкой (или Европой).

Среднегодовые интегральные дрейфовые меридиональные переносы (ДМП) тепла рассчитываются по следующей формуле:

$$\bar{H}_y^{\text{др}} = C_p \bar{\rho} Q_y^{\text{др}} (\bar{T}_0 - \bar{T}_H), \quad (2.6)$$

где \bar{T}_0 – средняя температура верхнего слоя океана;

$\bar{T}_H = 3-4^\circ\text{C}$ – средняя температура глубинного слоя;

$C_p \bar{\rho} \approx 4,18$ Дж/(град·см³);

C_p – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении;

ρ – плотность морской воды.

Применение для расчета ДМП тепла разности температур верхнего и глубинного слоев океана позволяет определить максимально возможный перенос тепла. При этом должны выполняться следующие условия. Во-первых, весь дрейфовый перенос должен быть сосредоточен в верхнем квазиоднородном слое. Во-вторых, он должен полностью компенсироваться на рассматриваемых временных масштабах противоположно направленным переносом в глубинных слоях океана [81, 84].

Несмотря на то, что в большинстве случаев пространственно-временные характеристики дрейфовых меридиональных переносов, полученные разными авторами, согласуются между собой, количественно их оценки могут существенно отличаться. Это в первую очередь связано с выбором методики расчета касательных напряжений трения ветра, с величиной коэффициента сопротивления, а также пространственно-временным сглаживанием используемых данных. Так, касательные напряжения, оцененные Хеллерманом и Розенштейном по многолетним данным о поле ветра, завышены приблизительно на 30 % вследствие завышения коэффициента сопротивления [186, 205], что приводит к соответствующей переоценке величины дрейфового меридионального переноса массы. При этом результаты работы [277], полученные по данным океанического реанализа *ORAS3*, подтверждают оценки касательного напряжения ветра Хеллермана и Розенштейна. Оценки дрейфовых массопереносов, выполненные в работе [76] с использованием более реалистичного коэффициента сопротивления и ежемесячных данных о поле ветра Гидрометцентра России за 1957–1990 гг. для $20^\circ-50^\circ$ с. ш. в Атлантическом океане, приблизительно в 2 раза меньше полученных в работе [83] по данным атмосферного реанализа. Это связано с тем, что использованные в [76] скорости ветра существенно занижены вследствие большого пространственно-временного сглаживания. Данные реанализа *NCEP/NCAR* занижают величину касательного напряжения трения по той же причине.

В работе [205] проведен совместный анализ касательных напряжений ветра, полученных в Саутгемптонском океанографическом центре (*SOC*) по данным прямых измерений за 1980–1993 гг., и оценок, выполненных по данным реанализов *NCEP/NCAR* и *ERA*, а также по данным Хеллермана – Розенштейна и Университета Висконсин-Мэдисон (*UWM/COADS*). Показано, что в Тропической Атлантике

касательные напряжения, оцененные по данным реанализа *NCEP/NCAR*, существенно слабее, чем по данным *SOC*. При этом обнаружено неплохое соответствие между оценками, полученными по массивам *SOC*, *ERA* и *UWM/COADS*. С другой стороны, известно, что в умеренных широтах скорость ветра занижена, согласно данным европейского реанализа *ERA* [72]. Именно по этой причине многие авторы не используют касательные напряжения трения, имеющиеся в готовых продуктах реанализа, а рассчитывают их по формулам Акерблома, применяя данные наиболее длительных реанализов *NCEP/NCAR*, *20CR* и др. и выбирая коэффициент вертикальной турбулентной вязкости (ν) таким, чтобы он давал близкие к осредненным по всем доступным оценкам ДМП значения переносов. При этом учитывается тот факт, что в некоторых работах они занижены или завышены.

В работе [83] для определения наиболее вероятных средних значений коэффициента ν на разных широтах в Северной Атлантике рассчитывались среднесуточные величины ДМП массы и тепла по данным реанализа *NCEP/NCAR* с использованием значений коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости, изменяющихся в широких пределах, известных из литературных данных [20, 186, 205]. Затем эти оценки сопоставлялись с осредненными оценками ДМП, полученными разными авторами по данным за 1870–2004 гг. Причем, варьируя коэффициенты, авторы [83] достигли наилучшего совпадения различных оценок и нашли оптимальные значения коэффициентов ν 5–10 м²/с.

2.2.3. Методика расчета свердруповских переносов массы и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией

Согласно классической теории Свердрупа – Стоммела, полный меридиональный перенос массы в океане постоянной глубины можно найти во внутренних частях круговорота из соотношения Свердрупа [72], имеющего в правой системе координат на β -плоскости следующий вид:

$$S_y^{C_b} = -\frac{rot_z \tau}{\beta} = \frac{1}{\beta} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial y} - \frac{\partial \tau_y}{\partial x} \right), \quad (2.7)$$

где τ_x и τ_y – составляющие касательных напряжений ветра.

Среднемесячные значения касательных напряжений ветра вычислялись по данным о приводном давлении с использованием формул Акерблома (2.4).

Вычисления производились для различных значений коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости воздуха в приводном слое (V) в диапазоне от 5 до 10 м²/с [83].

По формуле (2.7) можно вычислить текущие среднемесячные значения меридионального переноса вдоль выбранных широт между 5° и 50° с. ш. (с шагом 5° по широте) Северной Атлантики. Затем путем интегрирования полученных значений $S_y^{C_b}$ вдоль указанной широты можно рассчитать значения текущих среднемесячных свердруповских расходов $Q_y^{C_b}$. Оценка интегральных свердруповских переносов массы ($Q_y^{C_b}$) может проводиться по полю ветра над океаническими круговоротами, в предположении, что течения в погранслое носят компенсационный характер (то есть расход в западной части круговорота направлен в противоположную сторону от расхода во внутренней части круговорота и компенсирует интегральный свердруповский перенос, рассчитанный по данным о поле ветра внутри круговорота).

Подробно методика расчета $Q_y^{Cв}$ представлена в работе [38]. На основании известных $Q_y^{Cв}$ проводится расчет переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, по следующей формуле:

$$H_y^{Cв} = C_p \bar{\rho} Q_y^{Cв} (\bar{T}_{WB}^H - \bar{T}_{EB}^H), \quad (2.8)$$

где $Q_y^{Cв}$ – интегральные свердруповские переносы массы (компенсационные);

\bar{T}_{WB}^H и \bar{T}_{EB}^H – средняя температура океана в слое 0–1000 м в западном погранслое и во внутренней части круговорота соответственно.

Переносы тепла, оцененные по выражениям (2.6) и (2.8), представляют собой лишь часть интегрального переноса тепла, связанную с дрейфовыми течениями и горизонтальной циркуляцией в океане, вызванной пространственной неоднородностью поля ветра и температурными контрастами между западным пограничным слоем и внутренней частью крупномасштабных круговоротов. Тем не менее эти переносы составляют значительную часть суммарного меридионального переноса тепла на существенной части акватории Северной Атлантики и могут быть рассчитаны с гораздо лучшим пространственно-временным разрешением, чем суммарный МПТ [72]. Это позволяет оценить декадные и более долгопериодные тенденции в изменчивости значительной части МПТ. Для этого временные ряды дрейфовых меридиональных переносов тепла и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, подвергаются стандартному статистическому анализу. Вычисляются периодограммы, интегрированные периодограммы и спектры. Согласно периодограмм-анализу в изменчивости меридиональных переносов тепла выделяются несколько типичных временных масштабов: 2–4, 6–8, 10–20 и более 20 лет [76]. Поэтому дрейфовые меридиональные переносы тепла и переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией, на каждой широте обрабатываются высокочастотным фильтром для анализа колебаний с периодом 2–4 года, полосно-пропускающими фильтрами – для выделения вариаций с периодами 6–8, 10–20 лет, низкочастотным фильтром – для выделения периода более 20 лет. Далее по полученным рядам вычисляются дисперсии и определяется вклад изменчивости на разных частотах в общую изменчивость.

ГЛАВА 3

ОЦЕНКИ СРЕДНИХ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСОВ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Вследствие неравномерности поступления солнечной радиации на поверхность Земли между высокими и низкими широтами образуются термические контрасты. Для поддержания квазистационарного состояния среднегодовых характеристик климатической системы необходимо межширотное перераспределение получаемой энергии в океане и атмосфере. До середины 1970-х гг. предполагалось, что глобальный энергетический баланс поддерживается за счет потоков в тропосфере, при этом океанический перенос мал. Возросший в последнее время интерес к проблеме меридионального переноса тепла (МПТ) в океане связан с работой [264], в которой показано, что адвективный перенос тепла в океане сравним с атмосферным. В связи с этим можно предположить, что теплообмен атмосферы и океана зависит от распределения меридионального переноса тепла в океане по широте и, следовательно, от особенностей крупномасштабной циркуляции в океане.

Известно, что океаническая меридиональная циркуляция преимущественно складывается из крупномасштабной термохалинной циркуляции (системы поверхностных и глубинных течений) и дрейфового переноса, сосредоточенного в верхнем Экмановском слое [72, 89, 128], а также вихрей, обусловленных флуктуациями скорости и температуры на синоптическом масштабе [6, 113, 208, 228]. Оценке вклада различных физических механизмов в интегральный океанический МПТ посвящено большое число работ [72, 180, 218, 325, 336]. В них указывается на ключевую роль меридиональной термохалинной циркуляции [72, 180, 325]. В работах [218, 336] на основе анализа модельных результатов и данных наблюдений была выяснена относительная роль двух факторов, формирующих меридиональную циркуляцию в Атлантике: вертикального перемешивания внутри Северо-Атлантического бассейна и экмановского апвеллинга в Атлантическом океане. Они служат основным энергетическим источником меридиональной циркуляции. В этих работах доказано, что оба фактора важны. Вместе с тем не до конца ясно, какой из них важнее.

Таким образом, корректное моделирование глобального климата и его изменений требует точного знания средних величин меридиональных переносов массы и тепла в океане и оценки вклада различных его составляющих.

3.1. Среднемноголетние интегральные меридиональные переносы массы и тепла

Среднемноголетние интегральные меридиональные переносы тепла обусловлены квазистационарной меридиональной циркуляцией верхнего бароклинного слоя, структура которой достаточно устойчива. Для примера: в работе [77] на основе анализа интегральных МПТ через разрезы *A05* и *AR01A* на $24,5^\circ$ с. ш. Субтропической Атлантики, с учетом структуры течений на разрезах, было выделено Флоридское течение, концентрирующееся в верхнем приблизительно 500-метровом слое со скоростями, превышающими 1 м/с. Также показано, что восточнее Флоридского течения (до 62° – 65° з. д.) наблюдаются в основном течения переменных направлений,

обусловленные главным образом интенсивными вихрями синоптического масштаба. Южные течения преобладают в восточной и центральной частях разреза. Крупномасштабный перенос северного направления отмечается в районе 20° з. д.

Схема баланса массы и тепла на зональном гидрологическом разрезе *WOCE*, выполненном на 24,5° с. ш. Субтропической Атлантики без учета нестационарных эффектов, приведена на рис. 3.1. Показано, что дрейфовая компонента преобладает в слое трения, бароклинная – в слое главного термоклина, а баротропная – по всему разрезу от берега до берега и от поверхности до дна. В среднем интегральный перенос массы через разрез равен нулю. Перенос тепла, обусловленный квазистационарной меридиональной циркуляцией на 24,5° с. ш. Субтропической Атлантики, равен 1,26 ПВт.

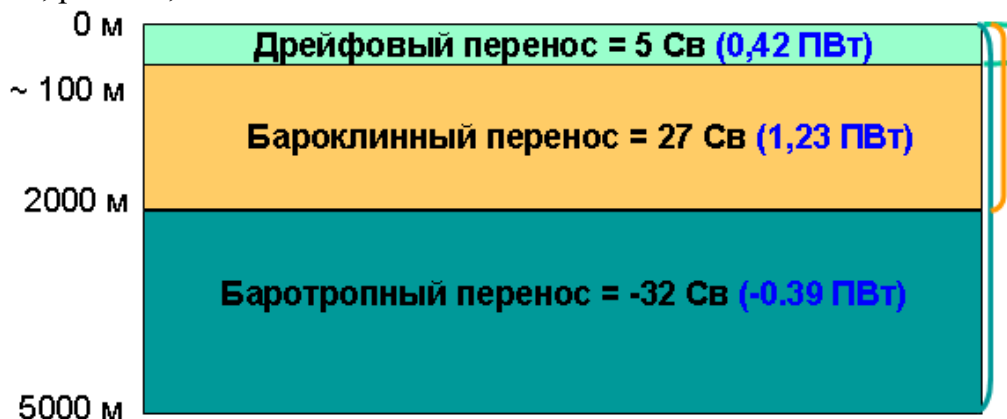


Рис. 3.1. Баланс массы и тепла на зональном гидрологическом разрезе *WOCE* (A05) на 24,5° с. ш. Субтропической Атлантики, выполненном в июле-августе 1992 г. Положительное значение переноса указывает направление на север, отрицательное – на юг

Вертикальная структура крупномасштабных течений в бароклинном слое характеризуется сменой знака между верхним 1500-метровым и нижележащим слоем [77]. Таким образом, перенос массы в верхнем бароклинном слое в некоторой степени компенсируется в Субтропической Атлантике противоположно направленным переносом в промежуточных слоях [325]. Однако, как следует из результатов работы [77], соответствующий МПТ изменяется незначительно. Это связано с небольшой разницей температур промежуточных и глубинных вод. Вместе с тем именно эта особенность меридиональной циркуляции приводит к тому, что интегральный меридиональный перенос тепла оказывается ниже, чем максимально возможный МПТ на широте 24,5° с. ш. Субтропической Атлантики.

Квазистационарные, среднеголетние МПТ в Северной Атлантике через 6 широт в Атлантике (7,5°; 24,5°; 26,5°; 32°; 36°; 48° с. ш.), полученные путем осреднения всех прямых оценок разных авторов [81, 129, 154, 180, 215, 226, 256, 278, 290, 294, 325 и др.], показаны на рис. 3.1 и 3.2. Большинство прямых оценок меридиональных переносов тепла получены в Субтропической Атлантике между 24° и 36° с. ш. (табл. 3.1). Максимум МПТ приходится на 26,5°–32,0° с. ш. (рис. 3.2 и 3.3 а). Меридиональный перенос тепла на этих широтах достигает 1,38 ПВт и направлен на север. Оценки МПТ, рассчитанные прямым методом, находятся в соответствии с результатами модельных расчетов проекта *CMIP5*, опубликованных в *IPCC* отчете [196].

Таблица 3.1. Меридиональный перенос тепла (H , ПВт)
в Северной Атлантике по прямым оценкам разных авторов

° с. ш.	Авторы, годы выполнения разрезов	H , ПВт
48	Колтерман и др. [215] (1957, 1982, 1993)	0,27; 0,62; 0,53
48	Тэлли [325] (1957)	0,62
36	Тэлли [325] (1981)	0,86
36	Колтерман и др. [215] (1959, 1981, 1993)	0,47; 1,29; 0,7
36	Реммич, Вунш [290] (1959, 1981)	0,5; 0,8
36	Полонский, Крашенинникова [81] (1993)	1,3
36	Сато, Россби [294] (1956, 1970–1981)	1,2±0,3
32	Раго, Россби [278] (1960, 1983–1985)	1,38 ± 0,19
26,5	Молинари и др. [255] (1990)	1,2 ± 0,34
26,5	Филленбаум и др. [157] (1987–1992)	1,44 ± 0,32
24	Тэлли [325] (1981)	1,28
24	Лэвин и др. [227] (1992, 1998)	1,33; 1,2
24	Колтерман и др. [215] (1957, 1981, 1992)	1,38; 1,48; 1,54
24,5	Холл, Брайден [180] (1957)	1,22
24,5	Брайден, Лонгворт, Каннингем [129] (1957, 1981, 1992, 1998)	1,3; 1,4; 1,4; 1,1
24,5	Роеммиш, Вунш [290] (1957, 1981)	1,2; 1,2
24,5	Полонский, Крашенинникова [81] (1992, 1998)	1,25; 0,85
8	Тэлли [325] (1957)	0,73
8	Фридрихс, Холл [162] (1989)	0,3
7,5	Полонский, Крашенинникова [81] (1993)	0,79

Оценки интегральных меридиональных переносов тепла на 24,5°, 26,5° и 32° с. ш. Субтропической Атлантики имеют близкие значения. Они составляют (1,27 ± 0,18) ПВт (на 24,5° с. ш.), (1,33 ± 0,33) ПВт (на 26,5° с. ш.) и (1,38 ± 0,19) ПВт (на 32° с. ш.). Представленная оценка для 24,5° с. ш., существенно превышает оценку, рассчитанную в работе [77] по данным гидрологического разреза *AR01A*, выполненного зимой 1998 г. (0,85 ПВт). Расхождения между величинами оценок обусловлены межгодовой изменчивостью интегральных меридиональных переносов тепла. Максимальные оценки МПТ на 24,5° с. ш. (1,38; 1,48 и 1,54 ПВт) были получены в работе [215] по данным за 1957, 1981 и 1992 г. соответственно.

В работах [81, 128, 180, 226, 325] показано, что меридиональный перенос тепла подвержен интенсивной сезонной изменчивости. Величина МПТ, осредненная по всем данным табл. 3.1 на 36° с. ш., равна (1,02 ± 0,33) ПВт. Вместе с тем по оценкам,

полученным в работе [81] с использованием только данных *WOCE* за сентябрь – октябрь 1993 г., МПТ равен 1,3 ПВт. По данным работ [215, 294, 325, 290], МПТ на 36° с. ш. изменялся в различные годы и сезоны от 0,47 до 1,29 ПВт. Заметим, что максимальные значения этих оценок получены по данным разрезов, выполненных в 1981 г., а минимальные – по данным за 1957 г., без учета сезонных вариаций.

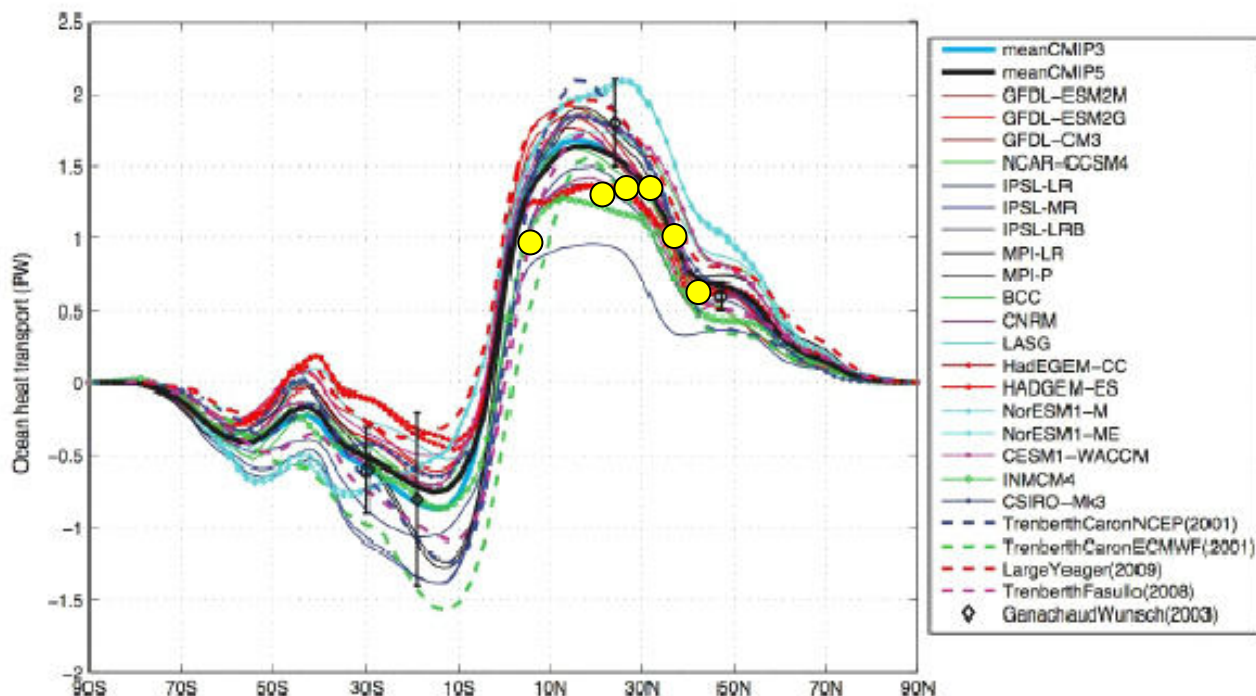


Рис. 3.2. Среднеголетний меридиональный перенос тепла в Атлантическом океане по осредненным прямым оценкам разных авторов (желтые круги) и по результатам модельных расчетов, представленных в отчете *IPCC*. Вертикальные тонкие линии обозначают среднеквадратические отклонения ($\pm \sigma$)

Для зональных разрезов $7,5^\circ$ и 48° с. ш. получено значительно меньше прямых оценок МПТ, чем для Субтропической Атлантики (табл. 3.1). В работах [81, 325] показано, что на $7,5^\circ$ с. ш. МПТ равен 0,79 ПВт. По данным работы [162], МПТ на 8° с. ш. равен 0,3 ПВт. В результате среднеголетнего меридионального переноса тепла на 8° с. ш. равен $(0,6 \pm 0,27)$ ПВт. На 48° с. ш. осредненный МПТ равен 0,51 ПВт (рис. 3.2).

Анализ рис. 3.3 показывает, что, по данным прямых расчетов, МПТ достигает максимума в Субтропической Атлантике, по данным балансовых расчетов – в Тропической Атлантике. Различие МПТ в тропиках и субтропиках по данным этих расчетов не является статистически значимым [98, 331].

На рис. 3.3 а представлены распределения по широте суммарного меридионального переноса тепла ($H_{\text{пр}}$) и дрейфового меридионального переноса тепла ($H_{y^{\text{др}}}$) в Северной Атлантике по прямым оценкам МПТ [81].

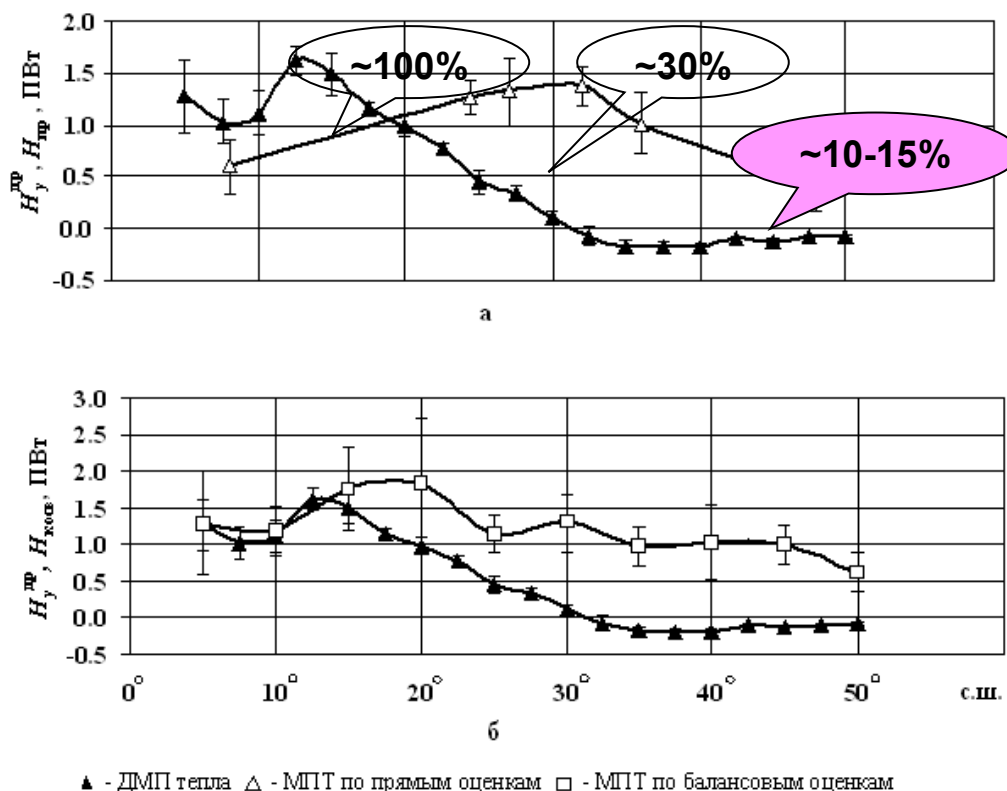


Рис. 3.3. Среднегодовое интегральное меридиональное переносы тепла в Северной Атлантике по данным прямым и косвенным оценкам (а и б соответственно). Треугольниками показаны оценки дрейфового меридионального переноса тепла, рассчитанные по данным реанализа *NCEP/NCAR* за 1948–2014 гг. Цветные выноски – вклады в % H_y^{dp} в H_{pr} . Вертикальные тонкие линии – ($\pm \sigma$)

Из сравнения рис. 3.3 а и б: на 8°–15° с. ш. Тропической Атлантики отношение H_y^{dp}/H_{pr} равно ~ 2 , то есть дрейфовые меридиональные переносы (ДМП) тепла вдвое превышают суммарный МПТ. Этот результат (достаточно неожиданный) можно объяснить следующим образом. Расчет максимально возможного ДМП тепла был выполнен на основании предположения о компенсации дрейфового переноса массы, сосредоточенного в верхнем квазиизотермическом слое, противоположно направленным глубинным переносом. В действительности это предположение не выполняется, по крайней мере, в некоторой полосе широт Тропической Атлантики. Компенсация дрейфового переноса может осуществляться в промежуточных слоях [325]. Следовательно, использование разности температур верхнего слоя и промежуточного (его средняя температура значительно выше 3–4 °C) приведет к существенному уменьшению самого ДМП тепла и, соответственно, его вклада в интегральный МПТ. С другой стороны, в работе [44] на основании адаптационных расчетов показано, что между 8° и 10° с. ш. меридиональный северный перенос дрейфовыми течениями практически полностью компенсируется подтермоклинными и глубинными течениями (глубже 200–500 м), направленными на юг.

По-видимому, существует другая причина превышения ДМП тепла над суммарным МПТ в этой части Тропической Атлантики. Возможно, например, что прямые оценки интегрального МПТ в северной части Тропической Атлантики занижены в связи с занижением оценок среднего МПТ по единичным данным о МПТ

на 7,5° с. ш. (из-за относительно высокочастотных изменений МПТ значительной амплитуды) и отсутствием глубоководных зональных гидрологических разрезов между 8° и 15° с. ш., охватывающих всю акваторию от Африки до Америки. В пользу этого предположения свидетельствует сравнение характеристик ДМП тепла и МПТ, полученных по балансовым оценкам (ср. рис. 3.3 *а* и *б*). Отметим, что балансовые оценки вообще дают большие величины МПТ (по сравнению с прямыми оценками) в тропической зоне, но меньшие – в Субтропической Атлантике.

В субтропических и средних широтах роль дрейфовых переносов тепла значительно ослабевает (рис. 3.3 *а, б*). Вклад ДМП в интегральный меридиональный перенос тепла между 24° и 26° с. ш. можно оценить в 30 %. В средних широтах Северной Атлантики (рис. 3.3 *а, б*) вклад ДМП в интегральный меридиональный перенос тепла равен по абсолютной величине ~ 10–15 %. При этом ДМП южного направления компенсируются противоположно направленными переносами в промежуточном слое [215, 218].

Таблица 3.2. Балансовые оценки интегрального МПТ в Северной Атлантике ($H_{\text{косв}}$), полученные разными авторами

° с. ш.	$H_{\text{косв}}$, ПВт	Авторы
50, 40, 30, 20, 10	0,41; 0,63; 0,97; 1,2; 0,82	Банкер [132]
50, 35, 30, 25, 10	0,63; 1,17; 1,3; 1,34; 1,1	Будыко [130]
50, 40, 30, 20, 10	1,1; 2,1; 2,50; 3,4; 1,9	Вандер Хаар, Оорт [178]
50, 40, 30, 20, 10	0,71; 0,90; 1,21; 1,44; 1,30	Гулев, Лаппо (см. [26])
50, 45, 40, 35, 30, 25, 20, 15, 10, 5	0,87; 1,00; 1,14; 1,31; 1,48; 1,64; 1,74; 1,77; 1,74; 1,66	Гулев, Лаппо, Тихонов [27]
50, 40, 30, 25, 20, 15, 10, 5	0,51/-; 0,73/-; 1,07/-; -/1,12; 1,01/1,14; -/1,15; 0,92/1,12; -/1,1	Лэмб, Банкер [221]
50, 40, 30, 20, 10	1,0; 1,8; 1,98; 2,9; 1,1	Оорт, Ван дер Хаар [264]
50, 35, 30, 25,10	0,4; 0,9; 1,0; 1,05; 1,1	Тимофеев, Юровский [98]
50, 35, 30, 25,10	0,4/0,3; 0,8/0,7; 1,0/0,8; 1,1/0,8; 1,1/0,9	Тренберт, Карон [331]
50, 30, 25, 10	-/0,71; 1,55/1,07; 1,58/1,12; 1,54/1,11	Хастенрат [188, 189]
50, 40, 30, 25, 15, 10	0,45; 0,63; 0,95; 0,96; 0,87; 0,8	Хсюинг [193]

3.2. Среднемноголетние дрейфовые меридиональные переносы массы и тепла

Пространственное распределение ДМП массы (тепла) обусловлено структурой поля ветра в Северной Атлантике. Максимум ДМП приходится на зону наибольшего развития северо-восточного пассата, минимум – на зону западного переноса, где ДМП направлены на юг, а локальный минимум – на внутритропическую зону конвергенции (ВЗК) [76, 84]. Среднемноголетние тепломассопереносы, рассчитанные по данным двух реанализов (*NCEP/NCAR* и *20CR*) за период 1950–2012 гг. [84], показывают, что максимум ДМП наблюдается в Тропической Атлантике между 12° и 14° с. ш. и равен 18 Св ($\sim 1,6$ ПВт) (рис. 3.3 и 3.4).

К северу величина ДМП уменьшается до нуля. Смена знака переносов происходит в Субтропической Атлантике (в районе 30° с. ш.), где пассатные ветры сменяются господствующими западными ветрами средних широт. По данным реанализа *NCEP/NCAR* получено, что меридиональные переносы монотонно убывают примерно до 40° с. ш., где их величина равна $(-2,3 \pm 0,6)$ Св $[(-0,12 \pm 0,03)$ ПВт]. Аналогичный результат получен и по осредненным оценкам ДМП, опубликованным разными авторами (табл. 3.3), и по данным реанализа *20CR* за более длительный период (1871–2012 гг., рис. 3.4) [83, 84].

Таблица 3.3. Среднемноголетние интегральные меридиональные дрейфовые переносы массы (Q) и тепла (H) в Северной Атлантике [83], их среднеквадратические отклонения (σ) и коэффициенты вариаций (C_v), полученные разными авторами

° с. ш.	$Q_{y^{др}}$, Св	$\sigma_{Q_{др}}$, Св	C_v	$H_{y^{др}}$, ПВт	$\sigma_{H_{др}}$, ПВт	C_v	Работы, данные которых использовались при осреднении оценок ДМП
50	-2,67	0,65	-0,24	-0,08	0,02	-0,22	[27, 76, 231, 236, 325]
45	-2,96	0,70	-0,24	-0,12	0,02	-0,17	[27, 186, 231, 325]
40	-3,08	0,74	-0,24	-0,19	0,04	-0,22	[27, 76, 80, 294, 295, 325]
35	-2,51	0,97	-0,39	-0,17	0,06	-0,37	[27, 80, 81, 231, 236, 285, 293, 325]
30	1,23	0,76	0,62	0,11	0,06	0,52	[7, 27, 76, 118, 132, 189, 191, 231, 295]
25	5,38	1,24	0,23	0,45	0,11	0,25	[7, 27, 80, 81, 118, 132, 186, 189, 191, 217, 289, 295]
20	11,42	1,33	0,12	0,99	0,10	0,10	[7, 27, 76, 118, 295]
15	15,39	2,22	0,14	1,49	0,21	0,14	[7, 27, 118, 191, 205, 295]
10	12,23	3,39	0,28	1,12	0,21	0,19	[27, 118, 133, 191, 204, 295]
5	13,49	2,18	0,16	1,27	0,35	0,27	[27, 186, 295]

По осредненным оценкам и данным реанализа *20CR*, они убывают до абсолютного значения, которое почти в 2 раза больше, чем приведенное выше значение, а именно до $(-4 \pm 0,6)$ Св $[(-0,2 \pm 0,03)$ ПВт] [84]. Другое существенное отличие расчетов ДМП по различным данным состоит в том, что в реанализе *20CR* плохо разрешается ВЗК. Это приводит к тому, что локальный минимум ДМП к югу от 10° с. ш., по данным *20CR*, плохо выражен. По другим данным, он располагается между 6° и 10° с. ш. и равен $(11,0 \pm 2,0)$ Св $[(1,0 \pm 0,3)$ ПВт]. Отметим, что максимум ДМП, полученный по данным *20CR*, сдвинут к северу относительно других данных, включая *NCEP/NCAR*, приблизительно на 2° (ср. рис. 3.3 и 3.4). Оба последних факта свидетельствуют об относительно невысоком качестве данных реанализа *20CR* в низких широтах Мирового океана, что является следствием недостаточной обеспеченности наблюдениями этого региона и повышенной (по сравнению с таковой средних и высоких широт) чувствительности модели к погрешностям измерения приводного давления [84]. Это тем не менее не означает, что реанализ *20CR* нельзя использовать для анализа низкочастотных изменений ДМП.

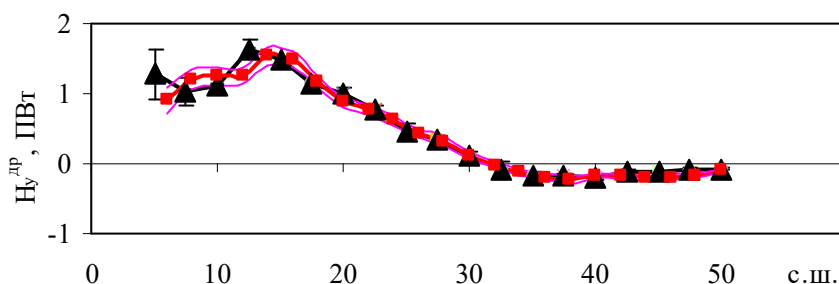


Рис. 3.4. Среднегодовые дрейфовые меридиональные переносы тепла в Северной Атлантике по оценкам разных авторов (по данным работы [83], черные треугольники) и реанализу *20CR* [84] (красные квадраты) за 1871–2012 гг. Тонкие вертикальные линии – среднеквадратические отклонения ($\pm \sigma$)

Напротив, интегральные оценки ДМП существенно уменьшают случайные погрешности расчета зональной компоненты скорости ветра, что дает возможность с доверием относиться к результатам расчетов характеристик низкочастотной изменчивости ДМП, на долю которой, как указано выше, приходится основная часть суммарной дисперсии величины ДМП в тропиках. Отметим, что изменчивость ДМП в низких широтах, рассчитанная по данным реанализа *NCEP/NCAR*, интенсивней, чем по данным реанализа *20CR*.

Таким образом, на основании использования длительных рядов данных реанализов, а также обобщенных оценок разных авторов, полученных за 1870–2014 гг., показано, что максимум ДМП массы (тепла) (18 ± 2) Св $[(1,6 \pm 0,4)$ ПВт] находится на $\sim 13^\circ$ с. ш. Северной Атлантики. Минимум ДМП, равный $(-4 \pm 0,6)$ Св $[(-0,2 \pm 0,03)$ ПВт], отмечается в окрестности 40° с. ш. В северной части Экваториальной Атлантики ДМП может полностью определять вынос тепла в тропические широты Северной Атлантики. В субтропических и средних широтах роль дрейфовых переносов тепла значительно ослабевает. Вклад ДМП в

интегральный меридиональный перенос тепла можно оценить на этих широтах в 30 % и 10–15 % соответственно.

3.3. Среднегодовое свердруповское переносы массы и перенос тепла, обусловленный горизонтальной свердруповской циркуляцией

Результаты расчетов среднегодовых свердруповских переносов массы и тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией по данным реанализа *NCEP/NCAR* и осредненным оценкам разных авторов [191, 199, 333], представлены в табл. 3.4. Максимальный свердруповский перенос массы (перенос тепла, обусловленный свердруповской горизонтальной циркуляцией) наблюдается на 30° с.ш. и равен $(-34,5 \pm 3,3)$ Св $[(0,49 \pm 0,04)$ ПВт] (табл. 3.4., рис. 3.5 а, б) [83]. От положения максимума свердруповские переносы уменьшаются в южном и северном направлениях (к 50° и к 10° с. ш.). В окрестности 15° с. ш. происходит смена знака $Q_y^{Св}$ ($H_y^{Св}$). На 10° с. ш. они равны $(9,3 \pm 1,6)$ Св $[(-0,05 \pm 0,01)$ ПВт]. Ближе к экватору величины этих переносов снова возрастают. Такое широтное распределение свердруповского переноса массы и переноса тепла, обусловленного горизонтальной свердруповской циркуляцией, соответствует пространственной структуре крупномасштабного поля ветра (и течений) в Северной Атлантике.

Таблица 3.4. Среднегодовое свердруповское переносы массы ($Q_y^{Св}$), переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией ($H_y^{Св}$) в Северной Атлантике, и их среднеквадратические отклонения (σ)

° с. ш.	$Q_y^{Св}$	$\sigma_{Q_{Св}}$	$ \bar{T}_{WB}^H - \bar{T}_{EB}^H $	$H_y^{Св}$, ПВт	$\sigma_{H_{Св}}$
5	3,93	2,7	1,10	-0,02	0,01
10	9,32	1,6	1,30	-0,05	0,01
15	2,48	2,1	2,00	-0,02	0,02
20	-9,63	2,6	2,50	0,10	0,03
25	-26,15	3,7	3,60	0,39	0,03
30	-34,49	3,3	3,43	0,49	0,04
35	-23,87	3,4	2,23	0,23	0,03
40	-6,25	3,2	1,50	0,04	0,03
45	-8,63	4,4	4,30	0,16	0,10
50	2,53	5,5	4,10	-0,04	0,10

Сравнение распределения переноса тепла, обусловленного горизонтальной свердруповской циркуляцией, с меридиональным распределением среднегодового интегрального МПТ [83] показано на рис. 3.6. В Субтропической Атлантике в окрестности 30° с. ш., там, где наблюдается максимальная завихренность поля ветра, вклад свердруповского переноса в интегральный МПТ достигает ~ 40 %. В низких и высоких широтах его типичное значение составляет 10–20 %.

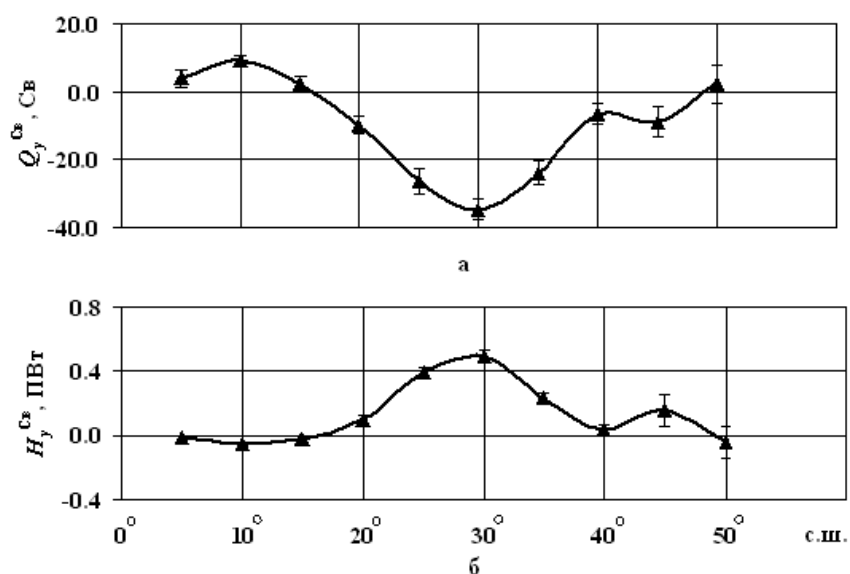


Рис. 3.5. Среднегодовые интегральные свердруповские переносы массы (внутри круговорота) (а), переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией (б), в Северной Атлантике по [83]. Вертикальные тонкие линии – среднеквадратические отклонения ($\pm \sigma$)

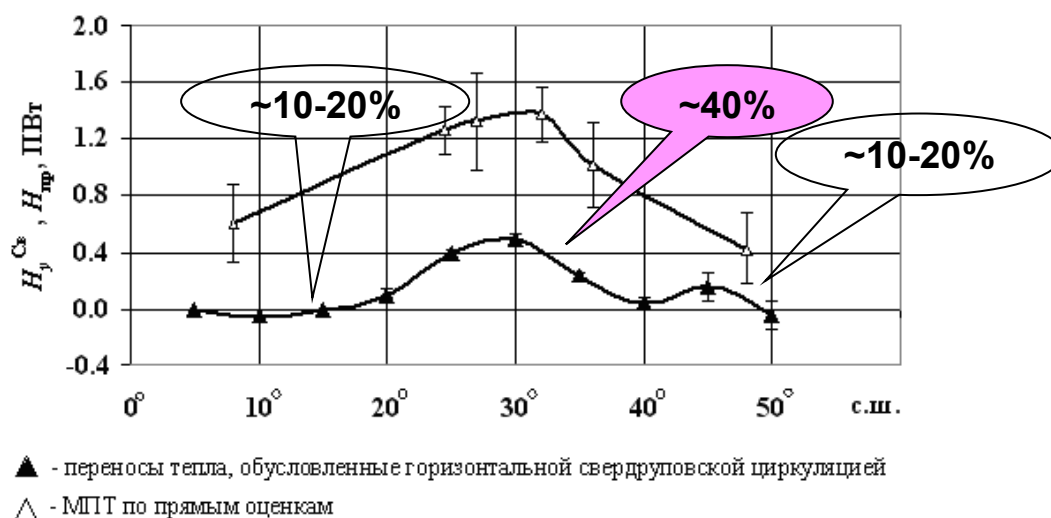


Рис. 3.6. Среднегодовые меридиональные переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией, взятые с противоположным знаком, и среднегодовые интегральные меридиональные переносы тепла в Северной Атлантике по данным работы [83], цветные выноски – вклады H_y^{Cs} в $H_{пр}$ в %, Вертикальные тонкие линии – среднеквадратические отклонения ($\pm \sigma$)

Таким образом, перенос тепла, связанный с горизонтальной свердруповской циркуляцией, на большей части Северной Атлантики обеспечивает лишь относительно небольшую часть (менее 50 %) интегрального МПТ. При этом наиболее

существенный вклад свердрупоского переноса отмечается в Субтропической Атлантике, вблизи максимума интегрального МПТ.

3.4. Среднегодовое расхождение течений системы Гольфстрим

Среднегодовое расхождение Гольфстрима, оцененное относительно 2000 м на $\sim 37^\circ$ с. ш. по данным *WODB* за период 1950–2001 гг., составляет 66 Св [38]. Среднегодовое расхождение Гольфстрима, полученное в работе [36] по данным *WODB* за 1950–2004 гг., равно 96 Св.

Среднегодовые расходы Флоридского течения (ФТ) на 27° и $25,5^\circ$ с. ш. Субтропической Атлантики, оцененные путем осреднения оценок разных авторов, приведены в табл. 3.5. Основанием для этого послужили результаты работ, представленные в табл. 3.6.

Таблица 3.5. Оценки среднегодового расхода Флоридского течения по данным разных авторов

Годы	$^\circ$ с. ш.	Расход ФТ, Св	Тип данных	Авторы
1964–1970	25,5	29,5	разрезы 25.5	[262]
1990–1991	25,5	29,1	Profile***, CM*, Cable**	[182]
1982–1983	27	30,5	Profile***	[257]
1982–1983	27	30,8	Profile***, CM*	[229]
1982–1983	27	29,7	Cable**	[223]
1982–1983	27	30,4	CM*	[304]
1982–1998	27	32,2	Cable**, Profile***	[113]
1990–1991	27	31,1	Profile***, CM*, Cable**	[182]
1982–2008	27	31,8	Cable**	[35]
1982–2015	27	31,4	Cable**	[56]
2004–2015	27	31,4	CM* _{RAPID}	[56]
1991–2015	27	32,0	Profile*** _{Dropsonde}	[56]
1991–2015	27	32,9	Profile*** _{LADCP}	[56]

Примечание: * – прямые измерения течений (Current meter), ** – данные субмаринных кабельных наблюдений, *** – данные, полученные с помощью профилографов.

Оценки расхода Флоридского течения, полученные по разным данным наблюдений, хорошо согласуются между собой. На это указывают высокие величины коэффициентов корреляции между ними (табл. 3.6). В работе [182] указывается на наличие связей между колебаниями расхода ФТ на $25,5^\circ$ и 27° с. ш., мало отличающимися по амплитудам. Расходы Флоридского течения, рассчитанные по инструментальным данным наблюдений, в основном калибруют оценками расхода ФТ, полученными по данным профилографов, погрешность измерения которых варьирует в пределах 0,04–0,2 Св [113, 257], что на 1–2 порядка меньше погрешности определения сезонного цикла.

Таблица 3.6. Коэффициенты корреляции между оценками расхода Флоридского течения на 27° с. ш., полученные по разным типам данных разными авторами

Годы	Тип данных		R	Авторы
1982–1983	Cable**	Profile***	0,97	[223]
1990–1991	CM*	Profile***	0,83	[182]
1990–1991	Cable**	Profile***	0,57*	[182]
1982–1983	CM*	Profile***	0,91	[229]
1982–1983	CM*	Cable**	0,85	[229]
2004–2015	CM _{RAPID}	Cable**	0,61	[56]
2004–2015	CM _{RAPID}	Profile*** _{LADCP}	0,43*	[56]
1991–2015	Cable**	Profile*** _{Dropsonde}	0,69	[56]
1991–2015	Cable**	Profile*** _{LADCP}	0,57*	[56]

Примечание: * – величины невысокого коэффициента корреляции.

Величина среднегогодового расхода Флоридского течения, полученная по всей совокупности данных кабельных наблюдений за 1982–2008 гг., оказалась равной 31,8 Св [34], что совпадает с оценками, приведенными в [229, 257, 262]. Среднегогодовой свердруповский перенос массы в окрестности 27,5° с. ш., рассчитанный по данным реанализа *NCEP/NCAR* за период 1982–2008 гг., составляет $\sim (30 \pm 3)$ Св [35]. Он практически равен среднемугодовому расходу ФТ. Свердруповский перенос массы, оцененный на 35° с. ш. Субтропической Атлантики, равен –24,4 Св. Таким образом, компенсацией свердруповского переноса можно объяснить 80 % общего расхода Флоридского течения [35] и 25 % общего расхода Гольфстрима [36, 38].

Среднегогодовой расход Антильского течения (АТ) (между 72°–77° з. д. на $\sim 26^\circ$ с. ш. Субтропической Атлантики) равен $\sim 8,8$ Св [203, 228, 252]. Оценки АТ с учетом погрешностей, полученные разными авторами по разным данным, представлены в табл. 3.7.

Таблица 3.7. Среднегогодовые расходы Антильского течения, полученные по разным данным по оценкам разных авторов

Программы	Годы	Слой, м		Работы
		0–1000	1000–5000	
<i>STACS-8</i>	1987–1988	$2,2 \pm 7,7$	$-32,7 \pm 10,2$	[228]
<i>STACS-10</i>	1988–1990	$7,0 \pm 8,5$	$-27,5 \pm 17,2$	[228]
<i>WATTS</i>	1990–1992	$5,3 \pm 9,9$	$-22,8 \pm 22,4$	[228]
<i>STACS, WATTS</i>	1995–1997	$5,0 \pm 3,0$	$-25,0 \pm 23,0$	[252]
<i>RAPID</i>	2004–2005	5,0	–25,5	[203]
<i>RAPID, WOCE</i>	1988–2006	8,8	–	[80]

В работах [127, 228, 252] по модельным расчетам получены значения расхода Западного глубинного пограничного течения (ЗГПТ) на глубине 800–4800 м, которые

меняются от $(-22,8 \pm 22,4)$ до $(-32,7 \pm 10,2)$ Св (табл. 3.7). Перенос ЗГПТ южного направления можно считать баротропным переносом массы [281].

Таким образом, с учетом вышеприведенных оценок, на долю Флоридского течения приходится приблизительно треть расхода Гольфстрима. Остальные две трети его расхода формируются за счет других источников (Антильское течение, рециркуляционные звенья, выделяемые в западной части Северного субтропического антициклонического круговорота). Свердруповским переносом обусловлено $\sim 25\%$ среднего расхода Гольфстрима и $\sim 80\%$ среднего расхода Флоридского течения.

3.5. Баланс массы и перенос тепла в Субтропической Атлантике (27° с. ш.)

Наиболее важными являются оценки меридионального переноса тепла, полученные при использовании длительных непрерывных рядов данных инструментальных наблюдений. В отличие от эпизодических судовых исследований долгосрочные наблюдения за зональной и меридиональной компонентами скорости течения, давлением и температурой на автономных буйковых станциях на разных горизонтах позволяют надежно описать вертикальную структуру течений и достаточно точно оценить их временную изменчивость в выбранных районах океана. Полученные на основе этих данных оценки переносов массы и тепла лишены неопределенностей, присущих косвенным оценкам переносов с использованием, например, геострофических соотношений. Оценки МПТ, полученные при использовании длительных непрерывных рядов данных инструментальных наблюдений, особенно важны на значительных глубинах, где баротропная компонента переноса тепла одного порядка с бароклинной, а горизонтальные градиенты в поле плотности оцениваются с большой погрешностью [127, 203, 252, 281].

Самые длительные временные ряды прямых измерений течений в Субтропической Атлантике относятся к области восточнее о. Абако на Багамских островах (25° – 27° с. ш.). Этот район уникален по многим причинам:

- он находится вблизи максимума МПТ в Северной Атлантике [83];
- здесь выполнено наибольшее количество гидрологических разрезов [72, 89, 127, 179];
- МПТ определяется здесь струйными Флоридским (ФТ) и Антильским (АТ) течениями, направленными на север, в остальной части бассейна перенос направлен на юг [113, 202, 229, 281];
- на этих широтах выполнены наиболее долговременные непрерывные наблюдения за Флоридским течением [33, 50].

Результаты расчета отдельных компонент интегрального меридионального переноса массы и тепла, к которым относятся дрейфовые тепломассопереносы и переносы, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией по данным реанализа *NCEP/NCAR*, а также проведенные расчеты расходов течений по инструментальным данным *NOAA* позволили построить предположительную схему баланса массы и тепла на 27° с. ш. Субтропической Атлантики, представленную на рис. 3.7.

Баланс массы на указанной широте выполняется: сумма всех компонент равна нулю. Согласно схеме, представленной на рис. 3.7, полный МПТ через 27° с. ш. Субтропической Атлантики, включающий перенос тепла, обусловленный

квазистационарной меридиональной циркуляцией (1,27 ПВт), и перенос тепла, связанный с нестационарными эффектами (0,06 ПВт), равен 1,33 ПВт.

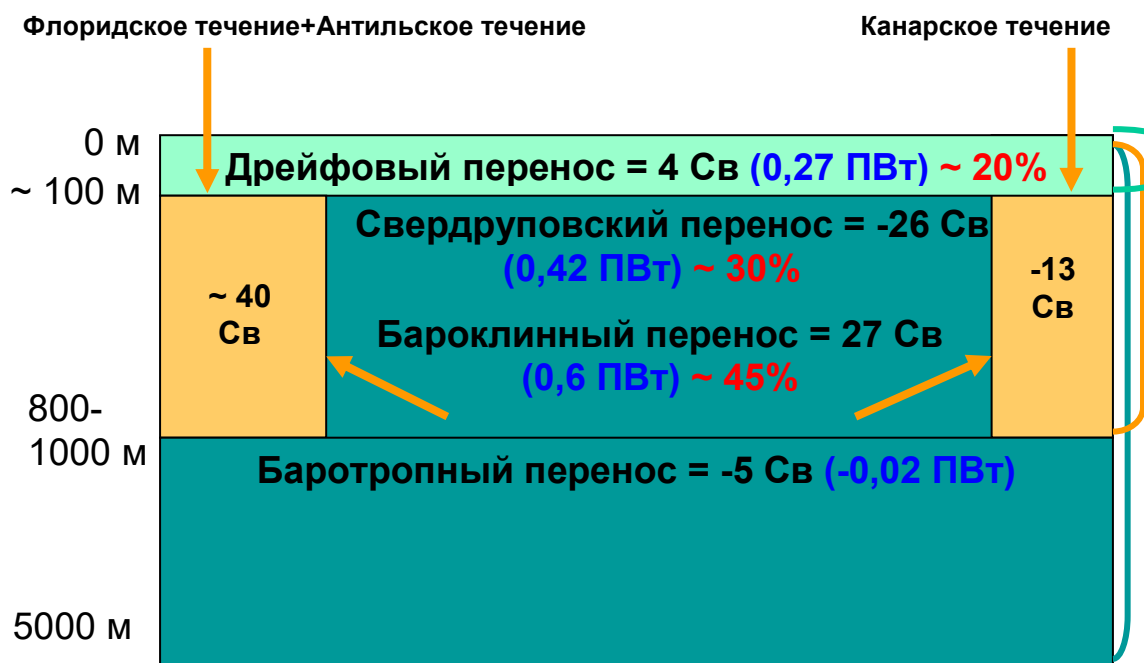


Рис. 3.7. Баланс массы и меридионального переноса тепла на 27° с. ш. Субтропической Атлантики (на основе расчетов отдельных компонент)

Таким образом, согласно полученным схемам (рис. 3.1 и рис. 3.7), балансы массы через разрезы равны нулю, а интегральные переносы тепла равны 1,3 и 1,33 ПВт соответственно. Эти результаты подтверждают возможность применения двух методов оценки интегральных тепломассопереносов, основанных: 1) на «прямых» вычислениях по данным зональных гидрологических разрезов; 2) на расчете отдельных компонент МПТ с использованием экмановского и свердруповского соотношений и данных атмосферного реанализа, а также расчетов расходов отдельных течений по инструментальным данным.

ГЛАВА 4

ВНУТРИГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСОВ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

4.1. Внутригодовая изменчивость интегрального меридионального переноса тепла

Расчет характеристик осредненного сезонного цикла меридионального переноса тепла в Субтропической Атлантике выполнен в работах [81, 154, 256, 278]. МПТ в Субтропической Атлантике достигает своего максимума в летний период, а минимума – зимой [157, 256, 278]. Типичная амплитуда внутригодовой изменчивости составляет 0,4–0,5 ПВт (рис. 4.1 б, в), поэтому квазистационарный меридиональный перенос тепла, оцененный по данным, полученным в экстремальные сезоны, характеризуется максимальной погрешностью.

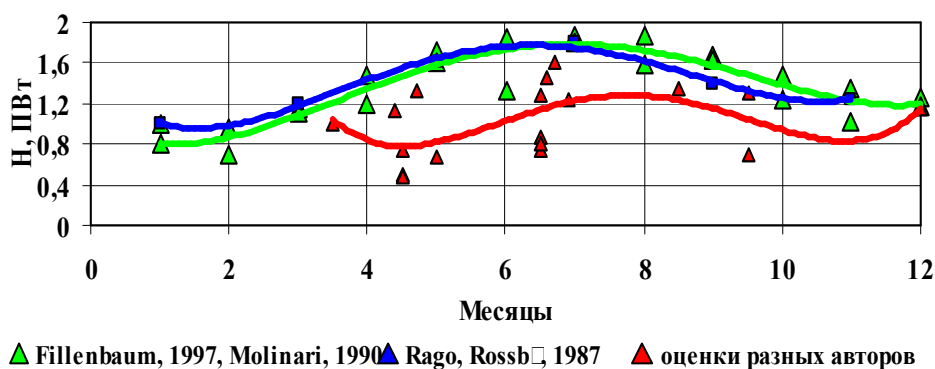


Рис. 4.1. Внутригодовая изменчивость интегральных меридиональных переносов тепла на 36° с. ш. – красным, на 32° с. ш. – синим, на 26,5° с. ш. – зеленым цветом.

Прямые оценки показаны треугольниками; жирными линиями обозначены полиномиальные тренды 4-го порядка

Для того чтобы оценить амплитуду сезонной изменчивости МПТ в окрестности 36° с. ш., в работе [81] были осреднены все оценки меридионального переноса тепла, полученные с использованием только «прямых» методов, по сезонам. После фильтрации сезонной изменчивости был оценен средний МПТ на 36° с. ш., приблизительно равный $(1,07 \pm 0,27)$ ПВт, и годовой ход МПТ, амплитуда которого составила $\sim 0,3$ ПВт. Максимум меридионального переноса тепла наблюдается здесь в конце лета, а минимум – весной. Зимние месяцы плохо обеспечены наблюдениями, что обуславливает завышение амплитуды полугодовой гармоник при выделении среднего сезонного цикла методом наименьших квадратов (рис. 4.1).

Неравномерность распределения данных по сезонам приводит к тому, что их формальное осреднение вносит дополнительную погрешность из-за плохого разрешения внутригодового хода. По результатам, полученным в работе [81], эта погрешность составляет около 5 % среднегодовой величины МПТ. Действительно, при осреднении всех оценок на 36° с. ш. Северной Атлантики среднегодовая

величина МПТ оказалась равной $\sim 1,02$ ПВт, а после фильтрации сезонного хода МПТ изменился приблизительно на 0,05 ПВт.

Аналогичная погрешность, равная $\pm 0,14$ ПВт, отмечается и по данным в окрестности $24,5^\circ$ с. ш. Субтропической Атлантики.

Оцененная в работе [77] погрешность МПТ, связанная с синоптическими флуктуациями, оказалась меньше, чем проанализированная выше погрешность из-за плохого описания сезонного цикла. Применение методики [81] позволило получить длины волн синоптических возмущений на разрезах. Они вычислялись по значимым пикам в спектрах волновых чисел для разных разрезов. Получено, что значения длин волн варьируют от 633 до 739 км, а фазовые скорости изменяются в пределах 1,6–11,4 см/с. Чем ближе к экватору, тем скорость синоптического возмущения выше (табл. 4.1).

Таблица 4.1. Характеристики синоптических возмущений на зональных разрезах

$^\circ$ с. ш.	Длина волны, км	Амплитуда, ПВт	Фазовая скорость, см/с
36,0	739	0,86	1,6
24,5	633	0,55	2,7
7,5	738	0,11	11,4

Примечание: длина волны выделена по пикам в спектрах волновых чисел, значимых на уровне 95 %.

Однако даже для самого южного разреза скорость синоптического возмущения на порядок меньше средней скорости судна при выполнении гидрологических работ, которую можно оценить по данным, приведенным в табл. 4.2, поэтому несинхронностью выполнения разрезов можно пренебречь. Поскольку на разрезе, как правило, не укладывается целое число длин волн синоптического масштаба, в оценку меридионального переноса тепла вносится некоторая дополнительная погрешность ($\sigma_{\text{син}}$). Ее можно оценить по описанной в работе [81] методике. Оценки этой погрешности на 36° ; $24,5^\circ$ и $7,5^\circ$ с. ш. равны 0,04; 0,03 и 0,01 ПВт соответственно. Получено, что погрешности оценки интегральных меридиональных переносов тепла за счет синоптических шумов малы и составляют 1–4 %.

Таблица 4.2. Описание зональных гидрологических разрезов эксперимента *WOCE*

Разрез	$^\circ$ с. ш.	Период выполнения	Количество станций
<i>A03</i>	36,0	09.1993 – 10.1993	133
<i>A05</i>	24,5	07.1992 – 08.1992	113
<i>AR01A</i>	24,5	01.1998 – 02.1998	131
<i>A06</i>	7,5	02.1993 – 03.1993	83

Таким образом, суммарная погрешность оценки среднегодового меридионального переноса тепла в Субтропической Атлантике по данным

выполненных зональных разрезов за счет неполной фильтрации сезонной и синоптической изменчивости не превышает 10 %.

4.2. Внутригодовая изменчивость дрейфового меридионального переноса массы и тепла

Дрейфовые меридиональные переносы массы/тепла (ДМП) испытывают значительные сезонные изменения в Северной Атлантике (рис. 4.2 *а, б*) [76, 78, 84, 217, 230], причем сезонный ход обуславливает основную долю изменчивости ДМП на большей части акватории Северной Атлантики. Во внутригодовом цикле ДМП массы/тепла в Северной Атлантике выделяются годовая и полугодовая гармоника (рис. 4.2), что связано с пространственно-временной структурой изменчивости поля ветра над океаном [7]. Амплитуда годовой гармонки максимальна между 7,5°–10° с. ш. и равна 5 Св (0,5 ПВт). Севернее 15° с. ш. увеличивается роль полугодовой волны в изменчивости дрейфового переноса, что обусловлено сезонными колебаниями северо-восточного пассата.

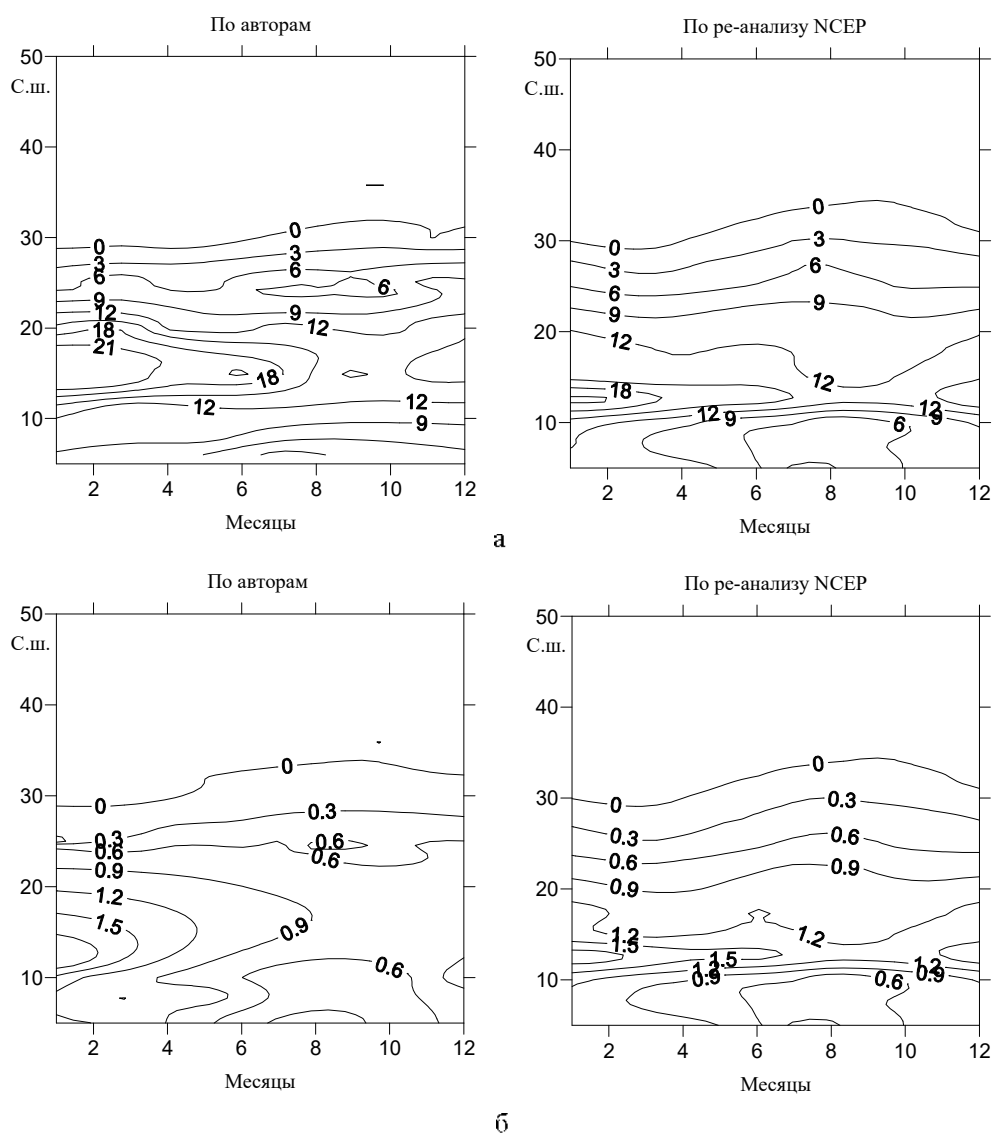


Рис. 4.2. Среднемесечные дрейфовые переносы массы (в Св) – *а* и тепла (в ПВт) – *б*. Слева – осредненные по оценкам разных авторов; справа – по реанализу NCEP/NCAR) по [78]

Дрейфовый меридиональный перенос тепла изменяется на разных широтах по сезонам (рис. 4.3). В Тропической Атлантике в течение всего года ДМП тепла направлен на север. Наибольшего значения дрейфовые меридиональные переносы массы/тепла достигают в зимне-весенний период на $12,5^\circ$ с. ш. Северной Атлантики, что связано с интенсификацией северо-восточного пассата в это время года. В летне-осенний период, вследствие ослабления северо-восточного пассата, величина ДМП тепла в тропических широтах сильно уменьшается. Минимальные значения ДМП массы/тепла ($\sim 0,3$ ПВт) наблюдаются в июле-августе на 5° с. ш. в Экваториальной Атлантике. В Субтропической Атлантике дрейфовый меридиональный перенос тепла также направлен на север до $27,5^\circ$ с. ш. и достигает максимальных значений в летне-осенний период. Его величина на $22,5^\circ$ и $27,5^\circ$ с. ш. равна 0,8 и 0,4 ПВт соответственно.

В то же время между 30° и $32,5^\circ$ с. ш. ДМП тепла не только изменяется по величине, но и характеризуется сменой знака. В зимне-весенний период дрейфовый меридиональный перенос тепла направлен на юг и равен $\sim -0,1$ ПВт. В летне-осенний период пассатная зона смещается к северу, поэтому ДМП тепла направлен на север и равен $\sim 0,2$ ПВт. Между 40° и 50° с. ш. Северной Атлантики дрейфовые меридиональные переносы тепла во все сезоны направлены на юг и характеризуются величинами $\sim -0,1$ ПВт зимой и весной и $\sim -0,2$ ПВт – летом и осенью.

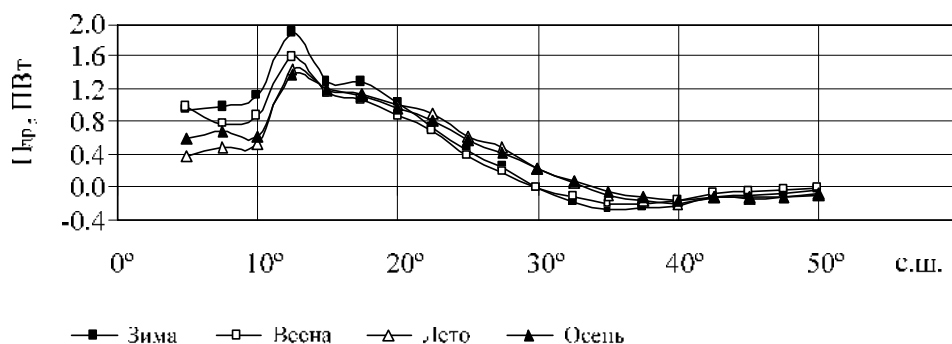


Рис. 4.3. Интегральный меридиональный дрейфовый перенос тепла для разных сезонов (с учетом сезонной изменчивости коэффициента вертикальной турбулентной вязкости воздуха в приводном слое) по [78]

Таким образом, внутригодовой цикл дрейфового меридионального переноса в области 5° – 50° с. ш. Северной Атлантики характеризуется наибольшими значениями зимой и весной и наименьшими – летом и осенью. Амплитуда годовой гармоники максимальна на 10° с. ш. и равна 5 Св (0,5 ПВт). Севернее 15° с. ш. увеличивается роль полугодовой гармоники в изменчивости дрейфовых переносов.

4.3. Внутригодовая изменчивость системы течений Гольфстрим

Внутригодовая изменчивость течения Гольфстрим. Внутригодовая изменчивость расхода Гольфстрима достаточно изучена [36, 92, 198 и др.]. Среднемноголетние среднемесячные расходы Гольфстрима, полученные в работе [36] за 1950–2004 гг. в окрестности 70° з. д. ~ 38° с. ш., варьируют в пределах 94–99 Св при среднемноголетнем значении 96 Св (табл. 4.3, рис. 4.4). Максимум расхода наблюдается в конце зимы – начале весны (февраль – март), а минимум – в конце осени (октябрь – ноябрь) [36, 92, 198]. Во внутригодовых колебаниях расходов Гольфстрима годовая гармоника играет доминирующую роль. Ее амплитуда не превышает 2 Св. Это дает возможность использовать для оценки изменчивости среднегодовых расходов даже те годы, в которые наблюдения выполнены только в отдельные месяцы, поскольку амплитуда межгодовых колебаний существенно превышает 2 Св (типичный размах межгодовых флуктуаций Гольфстрима в окрестностях 70° з. д. составляет приблизительно 10 Св). В период зимней интенсификации Гольфстрима общая дисперсия расходов (σ^2) минимальна (около 40 Св²), и наоборот: в период летне-осеннего ослабления Гольфстрима общая дисперсия его расходов возрастает (до более чем 120 Св²).

Таблица 4.3. Среднемноголетние месячные расходы Гольфстрима в районе 70° з. д., их дисперсии и среднеквадратические отклонения по [36]

Месяц года	\bar{S} , Св	σ^2 , Св ²	σ , Св
I	96,44	51,74	7,19
II	99,45	42,96	6,55
III	96,51	26,11	5,11
IV	98,19	205,79	14,35
V	96,83	104,26	10,21
VI	96,58	132,83	11,53
VII	93,74	61,38	7,83
VIII	97,18	175,56	13,25
IX	93,93	81,19	9,01
X	95,10	184,32	13,58
XI	94,18	122,13	11,05
XII	94,42	113,90	10,67
Полный ряд за 1950–2004 гг.	96,03	121,28	11,01

Следует отметить наличие второго максимума, приходящегося на середину лета, и минимума в конце весны, что свидетельствует о важной роли полугодовой гармонике во внутригодовом цикле Гольфстрима [95, 167]. Это обусловлено тем, что

расход течения, являясь интегральной характеристикой, отражает сезонную эволюцию термоклина в субтропических широтах [50]. Вклад полугодовой гармоники в колебания полей температуры и солёности и в колебания поля плотности в главном термоклине субтропических широт Северной Атлантики достигает 40–50 %.

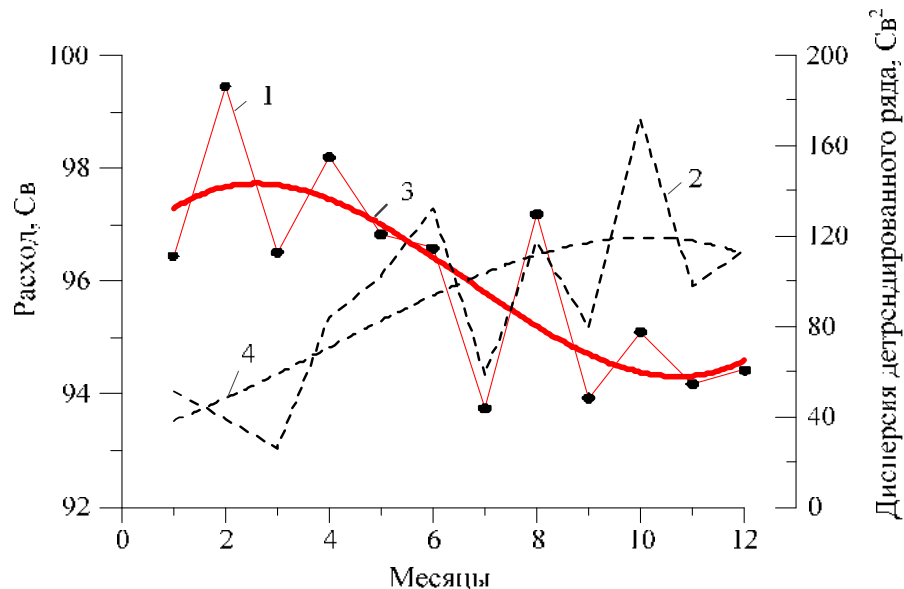


Рис. 4.4. Внутригодовые изменения среднеемноголетних среднемесячных расходов Гольфстрима в окрестности 70° з. д. — 1 и дисперсия детрендрованного ряда — 2 (плавные кривые — 3 и 4 — аппроксимации соответствующих рядов полиномом 3-й степени) по [36]

Внутригодовая изменчивость Флоридского течения. Первые сведения о внутригодовых изменениях расхода Флоридского течения (ФТ) были приведены еще в 1938 г. [258]. Последующие попытки описания сезонного цикла расхода ФТ были сделаны в работах [167, 198, 303]. В 1973 г. опубликовано одно из первых обобщенных описаний сезонного цикла расхода ФТ, выполненное на основе большого количества данных разного типа [262]. Было показано, что на сезонные вариации расхода ФТ приходится ~45 % общей изменчивости. Причем, согласно результатам работы [262], сезонный ход расхода ФТ характеризуется максимумом летом и минимумом — в конце осени — начале зимы.

В 1982 г. под руководством американского Национального управления по океанам и атмосфере (*NOAA*) была начата программа по проведению непрерывного мониторинга расходов Флоридского течения с использованием субмаринного кабеля, пересекающего Флоридский пролив. Кроме того, привлекались данные инструментальных наблюдений, полученные в рамках программы по изучению субтропической циркуляции в Северной Атлантике (*Subtropical Atlantic Circulation Study — STACS*). Уже в 1985 г. по результатам этих исследований была опубликована серия работ, посвященных Флоридскому течению [223, 229, 245, 257, 304]. Некоторые из них (например, [257]) подтвердили результаты работы [262], касающиеся оценок сезонной изменчивости Флоридского течения. Результаты же других работ — [113, 229, 304] — указывают на наличие существенных противоречий. В [113] по данным

кабельных наблюдений ежедневных расходов ФТ за 16-летний период (1982–1998 гг.) было показано, что выделяются значительные изменения в сезонном цикле. С 1982 по 1990 г. хорошо выделялся летний максимум (в июле-августе) расхода ФТ и быстрое его уменьшение в октябре, что согласуется с результатом работы [262]. С 1991 по 1998 г. получено, что внутригодовой цикл расходов ФТ характеризуется двумя максимумами в летний период.

Среднемноголетнее значение расхода Флоридского течения, полученное по всей совокупности данных, составляет 31,8 Св [34]. Среднемноголетний внутригодовой цикл ФТ характеризуется максимумом в середине лета (~ 33 Св) и минимумом в середине зимы (~ 30,6 Св) и обусловлен в большей степени годовой гармоникой. Ее вклад в дисперсию среднемесячных значений расхода ФТ составляет 91 %, тогда как на долю полугодовой гармоник приходится всего 4 % флуктуаций среднемесячных значений расхода Флоридского течения. Результаты работы [34] показывают, что статистические характеристики сезонных флуктуаций расхода Флоридского течения нестабильны во времени.

Внутригодовая изменчивость Антильского течения. Пространственно-временное распределение меридиональной скорости течений (V) и температуры (T), по инструментальным данным *RAPID*, *WOCE* за 1988–2006 гг., которое использовалось при расчете переносов массы (тепла), приведено на рис. 4.5.

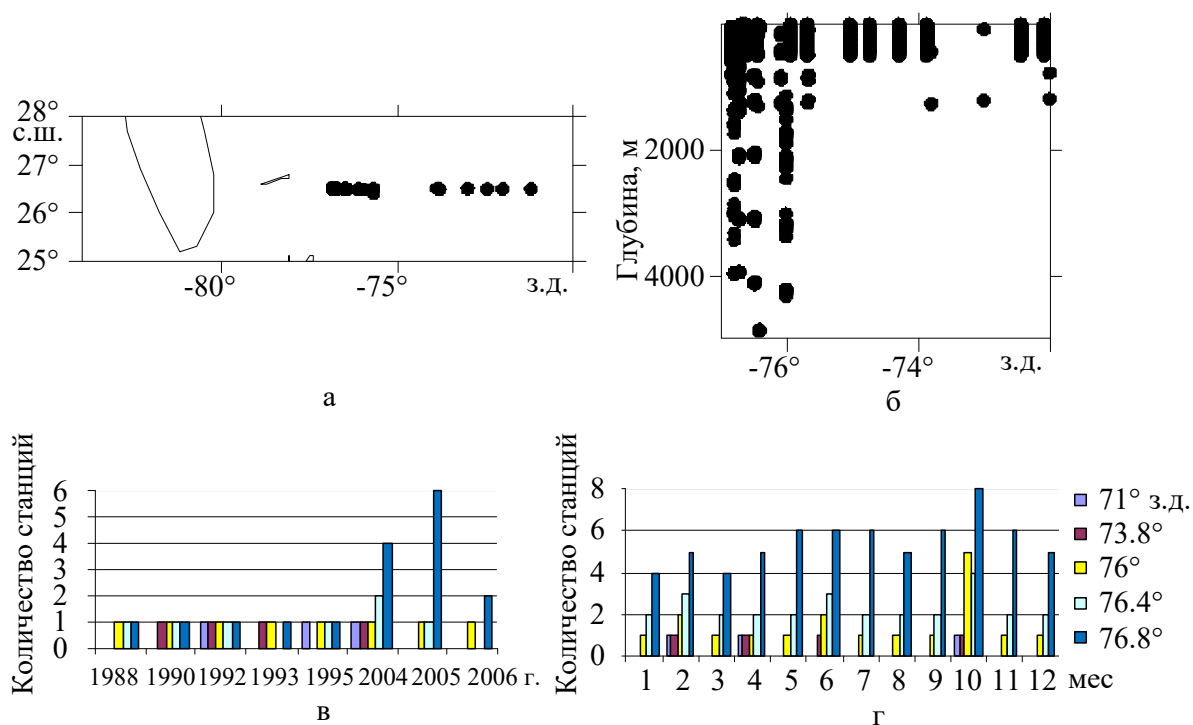


Рис. 4.5. Распределение меридиональной компоненты скорости и температуры по инструментальным данным *RAPID*, *WOCE* за 1988–2006 гг. по горизонтали (а), вертикали (б), годам (в) и месяцам (г) [80]

В работе [80] получены среднемесячные локальные переносы массы (тепла) для зимы (февраль) и осени (октябрь) на 26° с. ш., 72° – 77° з. д. Субтропической Атлантики. Основной тепломассоперенос северного направления в этой полосе долгот осуществляется в верхнем 800-метровом слое (табл. 4.4). Ниже происходит смена знака тепломассопереноса. Такая структура циркуляции описана в работах [127, 165, 203, 228, 252, 263, 357]. В верхнем ~ 800 -метровом слое находится направленное на север Антильское течение (АТ), ниже которого наблюдается Западное глубинное пограничное течение (ЗГПТ) южного направления.

Более детально структура течений в рассматриваемом регионе представлена на рис. 4.6. На глубине 400 м находится ядро интенсивного подповерхностного течения. Максимум скорости в ядре меняется от сезона к сезону в пределах 0,3–0,8 м/с. В среднем за год расход АТ в поверхностном слое выше ядра мал, так как течения имеют здесь разные направления (меридиональная компонента скорости меняется в диапазоне $-30 \dots +30$ см/с). На глубине 1000–1200 м расположено ядро ЗГПТ южного направления, скорость течения в котором меняется на протяжении всего года в пределах $-30 \dots -10$ см/с. Исключением является ноябрь для станции, расположенной в районе 26° с. ш., $75,8^\circ$ з. д. (рис. 4.6), где ЗГПТ изменило свое направление на северное, однако уже в декабре вновь приобрело южную направленность.

Локальный перенос массы (тепла) в верхнем 800-метровом слое в районе 26° с. ш., 72° – 77° з. д. Субтропической Атлантики в феврале и октябре, оцененный в работе [80], равен 8,5 Св (0,54 ПВт) и 13,5 Св (1,01 ПВт) соответственно. Его значения в 800-метровом слое зимой меньше, чем осенью, а в слое 1000–1400 м – наоборот (табл. 4.4). Среднегодовое перенос в верхнем 1000-метровом слое равен $\sim 8,8$ Св [80, 203, 228, 252].

На основе модельных расчетов получены значения расхода ЗГПТ на глубине 800–4800 м, которые меняются от $(-22,8 \pm 22,4)$ до $(-32,7 \pm 10,2)$ Св [203, 228, 252]. Перенос Западного глубинного пограничного течения южного направления можно считать баротропным.

Таблица 4.4. Среднемесячные переносы массы (Q) и тепла (H) в районе 26° с. ш., 72° – 77° з. д. Субтропической Атлантики

Месяц	Годы	Слой, м	Q , Св	H , ПВт
Февраль	1992–2006	0–800	8,5	0,54
		800–1000	–3,2	–0,11
		0–1000	5,3	0,43
		1000–1400	–9,4	–0,24
Октябрь	1988–2006	0–800	13,5	1,01
		800–1000	–1,3	–0,04
		0–1000	12,3	0,95
		1000–1400	–4,5	–0,14

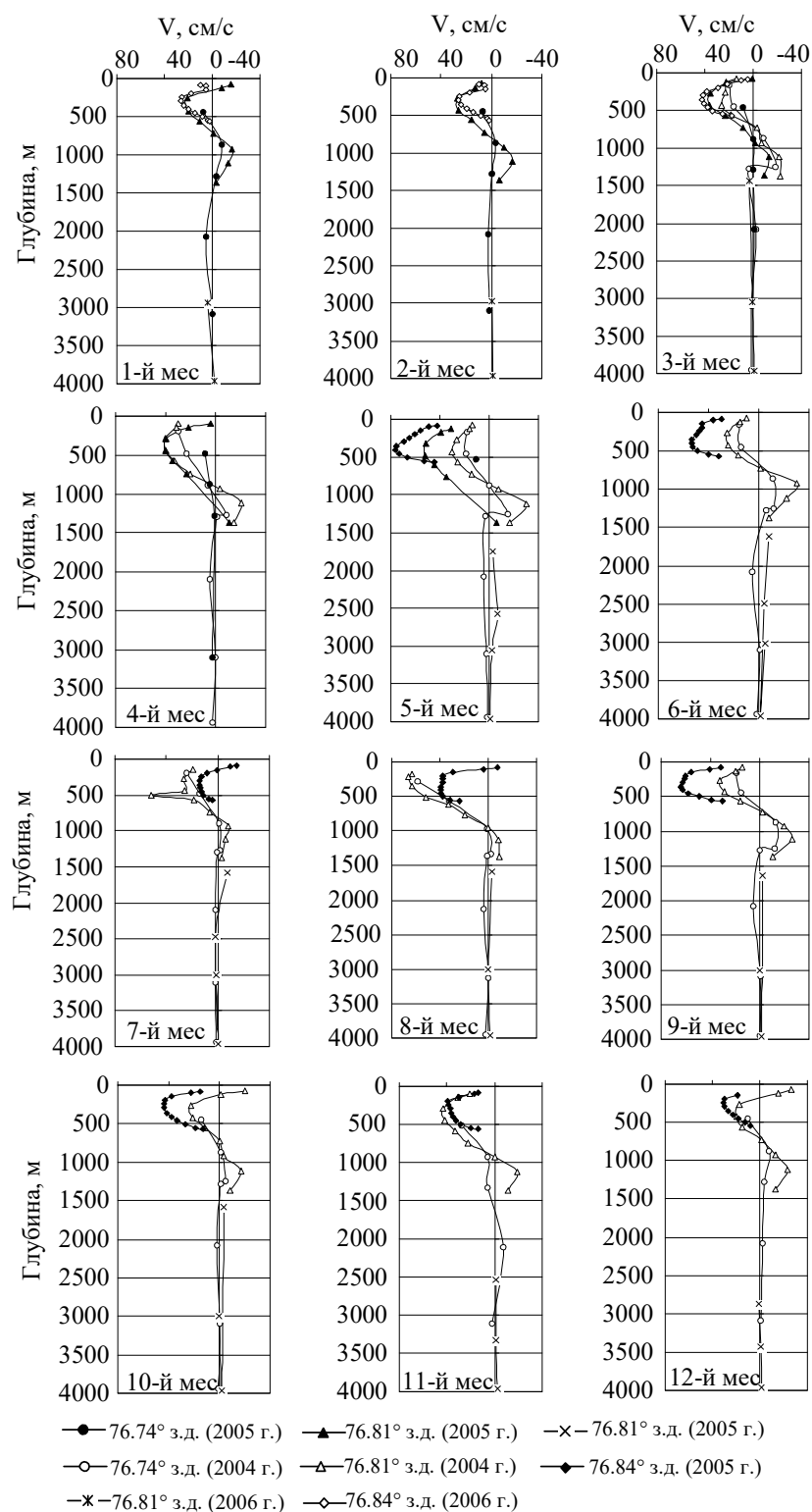


Рис. 4.6. Внутригодовая изменчивость вертикальных профилей меридиональной компоненты скорости на станциях в районе 26° с. ш., 75°–75,8° з. д. Субтропической Атлантики [80]

В работе [228] по данным буюв (программы *STACS-8*, *STACS-10*, *WATTS*) во внутригодовом цикле локального переноса массы были выявлены максимумы летом и зимой и минимумы – в середине весны и осени. В работе [154] показано, что перенос достигает максимального значения зимой, минимального – осенью, отмечается также наличие вторичного максимума летом и минимума – весной. В работе [228] эта особенность внутригодового цикла связывается с баротропным откликом на удаленное или локальное ветровое воздействие; показано также, что в изменчивости переносов на масштабах менее полугодового доминируют синоптические вихри, распространяющиеся на запад со скоростью 4 см/с. Соответствующий пространственно-временной масштаб характеризуется длиной волны 335 км и типичными периодами 70–100 сут. В работе [203] это объясняется рециркуляцией вод в западной части Северного субтропического антициклонического круговорота и существованием локальных вихревых образований северо-восточнее о. Абако, что подтверждается исторически сложившейся концепцией о непостоянстве Антильского течения в верхнем 1000-метровом слое [176, 357].

На рис. 4.7 показана внутригодовая изменчивость локального переноса тепла (массы) в районе 26° с. ш., 75° – $75,8^{\circ}$ з. д. Субтропической Атлантики в 800-метровом слое (в Антильском течении). Максимум годовой гармоник АТ наблюдается летом и осенью, минимум – зимой и весной [80, 252]. Следует отметить, что помимо первичного максимума в августе хорошо выделяются вторичные максимумы в мае и ноябре [70, 176, 252]. Наличие четырехмесячного пика в спектре течений вместе с пиками годовой и полугодовой гармоник показано в работе [95]. Аналогичные пики выделяются во внутригодовом цикле ветра [333], интегральных меридиональных переносах тепла [228]. Анализ отдельных профилей меридиональной скорости в работе [80], полученных на станциях, расположенных между 75° и $75,8^{\circ}$ з. д., показывает наличие максимумов, приходящихся на конец весны и конец осени. В среднемноголетнем сезонном цикле Флоридского течения отсутствуют экстремумы в мае и ноябре. Расходы Антильского и Флоридского течений не коррелируют между собой на внутригодовом масштабе [252].

Дисперсионный анализ показывает, что на годовую гармонику в изменчивости переносов массы (тепла) в районе 26° с. ш., 75° – $75,8^{\circ}$ з. д. приходится ~ 30 – 40 % дисперсии исходного ряда, а на полугодовую ~ 5 – 10 % [80].

Таким образом, внутригодовой цикл меридионального тепло-массопереноса в 2004–2006 гг. лишь на ~ 40 % описывается суперпозицией годовой и полугодовой гармоник. Вклад первых двух гармоник в суммарную дисперсию расхода Флоридского течения в окрестности 27° с. ш. может быть меньше вклада, вносимого гармониками более высокого порядка [50, 251], что свидетельствует о важной роли синоптических вихрей [70, 163, 176, 252, 285].

Наличие экстремумов в мае и ноябре в расходе Антильского течения может быть обусловлено действием ветра, в спектре которого выделяется соответствующий 4-месячный пик. Возможно, в эти месяцы происходило формирование локальных и крупномасштабных вихревых образований в районе Антильского течения. Несовпадение внутригодового цикла Флоридского, Антильского течений на $\sim 27^{\circ}$ с. ш. Субтропической Атлантики с сезонным циклом Гольфстрима может быть связано с тем, что на $\sim 38^{\circ}$ с. ш. большую роль в

изменчивости расхода Гольфстрима играют термохалинные факторы. Увеличение/уменьшение термических контрастов между субтропическими и субполярными широтами в зимне-весенний/летне-осенний период сопровождается соответствующей интенсификацией/ослаблением Гольфстрима.

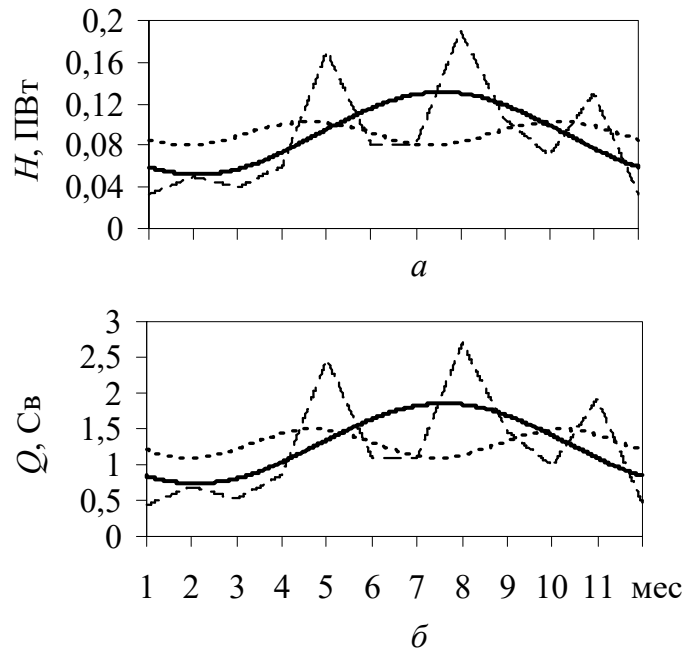


Рис. 4.7. Внутригодовая изменчивость локального переноса тепла (в ПВт) – a и массы (в Св) – $б$ в районе 26° с. ш., 75° – $75,8^\circ$ з. д. Субтропической Атлантики по [80]: сплошная линия – годовая гармоника, штрих – исходный ряд, пунктир – полугодовая гармоника

ГЛАВА 5

СИНОПТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ПЕРЕНОСОВ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И ЕЁ ВКЛАД В ИНТЕГРАЛЬНЫЙ МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ ТЕПЛОПЕРЕНОС

Оценке вклада различных физических механизмов в интегральный океанический меридиональный перенос тепла (МПТ) посвящено большое число работ. В одних работах утверждается, что вихревой перенос тепла, связанный с синоптическими вихрями, важен в общем океаническом МПТ [117, 201, 232]; в других его вклад оценивается как незначительный, хотя и существуют региональные особенности [77, 125, 180]. Различия в оценках роли вихрей связаны с физико-географическими особенностями региона.

Для оценки переносов тепла, обусловленных синоптической изменчивостью, используют данные гидрологических наблюдений на зональных разрезах в Субтропической Атлантике, которые охватывают наблюдениями все пространство Атлантического бассейна от берега до берега и от поверхности до дна. Также имеются оценки вихревых переносов, полученные на основе использования данных длительных непрерывных инструментальных наблюдений. Исследование изменчивости циркуляции в Субтропической Атлантике по данным долгосрочных инструментальных наблюдений за течениями является одной из задач многочисленных программ: *РАЗРЕЗЫ*, *MODE*, *POLYMODE*, *STACS*, *WATTS*, *ACCP*, *RAPID* и *WOCE* [61, 67, 128, 154, 165, 203, 228, 263, 281, 286]. К сожалению, непрерывные инструментальные наблюдения не охватывают весь бассейн Субтропической Атлантики от берега до берега и от поверхности до дна. Они позволяют надежно описать изменчивость течений на синоптическом масштабе в западной части Северного субтропического антициклонического круговорота и оценить вклад вихревых переносов в интегральный МПТ.

5.1. Вихревые переносы тепла по данным зональных гидрологических разрезов

Меридиональный перенос тепла, отвечающий синоптическим возмущениям, может быть оценен по данным отдельных зональных гидрологических разрезов при соответствующем пространственном разрешении.

На рис. 5.1 представлена схема бароклинных меридиональных переносов массы на зональном разрезе по 24,5° с. ш. Субтропической Атлантики в 1992 и 1998 гг., которая получена осреднением меридиональных бароклинных переносов по пяти соседним станциям [77]. На рис. 5.2 показано изменение геострофических скоростей на поверхности океана, рассчитанных на этих же разрезах. Сравнение рис. 5.1 и 5.2 показывает наличие высокоамплитудных синоптических возмущений во всем бароклинном слое. Характеристики синоптических флуктуаций гидротермодинамических полей Субтропической Атлантики [6, 77] следующие:

- типичная амплитуда синоптических вариаций температуры в поверхностном и подповерхностном слоях (около 1–2 °С) соответствует амплитуде сезонных вариаций;
- максимальные вариации температуры (до 3–4 °С) наблюдаются в зоне рециркуляции Гольфстрима;

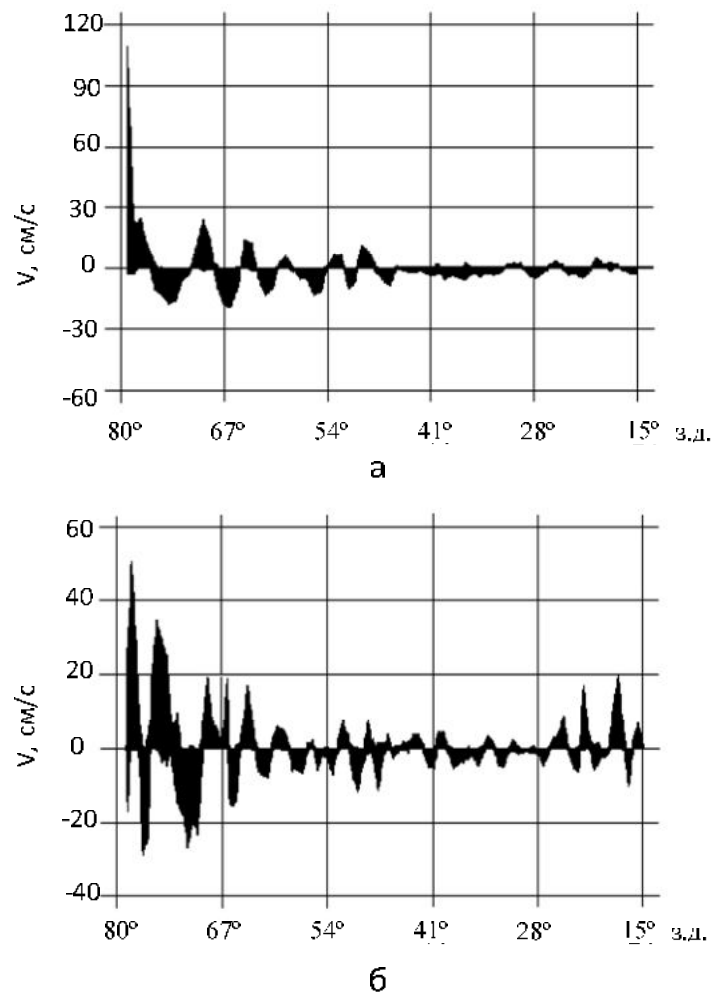


Рис. 5.2. Изменение геострофических скоростей на поверхности океана, рассчитанных на зональных разрезах по $24,5^\circ$ с. ш. Субтропической Атлантики, по данным 1992 (а) и 1998 гг. (б) [77]

— синоптические вариации ответственны за основную долю высокочастотных флуктуаций гидрофизических полей (с характерными периодами до 1–3 мес.), имеют преимущественно одно-, двухмодовую структуру по вертикали и характеризуются длинами волн в сотни километров. Они генерируются синоптическими возмущениями метеорологических полей и бароклинно-баротропной неустойчивостью крупномасштабных течений. На характеристики вихреволновых возмущений синоптического масштаба оказывают влияние топографические эффекты. В результате в бароклинном слое океана присутствует целый спектр синоптических возмущений. Вклад вихревых переносов в интегральный МПТ на 25° – 27° с. ш. Субтропической Атлантики невелик (не более 1 %) [80]. Если рассматривать отдельные части разреза, по которым оценивались вихревые переносы тепла, то можно увидеть, что они оказываются на порядок больше. При этом в западной части разреза зимой вихри переносят около 0,07 ПВт в северном направлении, а в центральной и восточной частях – почти столько же на юг (табл. 5.1).

Таблица 5.1. Перенос тепла (H'' , ПВт) синоптическими возмущениями

Слой, м	Западная		Центральная		Восточная		Сумма	
	$A05$	$AR01A$	$A05$	$AR01A$	$A05$	$AR01A$	$A05$	$AR01A$
0...100	0,034	0,001	–0,013	0,014	0,005	0,001	0,026	0,016
100...500	0,045	0,009	–0,004	0,002	–0,009	–0,012	0,032	–0,001
500...1000	–0,007	0,023	–0,018	–0,028	–0,012	–0,004	–0,037	–0,009
1000...1500	0,001	0,002	–0,004	–0,004	–0,005	–0,002	–0,009	–0,004
1500...2000	0,001	0,000	–0,001	–0,001	0,000	0,000	–0,001	–0,001
0...2000	0,074	0,034	–0,040	–0,017	–0,023	–0,016	0,011	0,001

5.2. Вихревые переносы тепла по данным автономных буйковых станций

Исследованию синоптических вихрей в океане посвящено большое количество работ по данным инструментальных наблюдений [6, 52, 70, 112, 126, 209, 229 и др.]. В этих работах описаны природа возникновения и типичные пространственно-временные масштабы изменчивости вихревых образований. Оценены вклады переносов тепла синоптического масштаба в суммарную изменчивость меридионального переноса тепла (МПТ) в северо-западной части ССАК. Выявлена существенная роль механизма переноса тепла вихрями в западном погранслое в Субтропической Атлантике.

Анализ вихревых образований, обусловленных значительными флуктуациями меридиональной скорости и температуры на синоптических масштабах, в большей степени связанными с бароклинно-баротропной неустойчивостью системы течений в западной части Субтропической Атлантики, проводился в работах [176, 202, 203 и др.] и волнами Россби первой бароклинной моды, генерируемыми движущимися синоптическими вихрями, – в работах [52, 103, 158 и др.].

Известно, что положение вихрей и их форма с течением времени изменяются. Поэтому буйковые станции в разное время могут находиться под воздействием различных частей вихревых образований и направления их движения. Это хорошо отражается на среднесуточных рядах меридиональной компоненты скорости течения и температуры (рис. 5.3). В среднем амплитуды синоптических вариаций скорости течений (V) и температуры (T) равны 10–20 см/с и 0,7–1 °С в верхнем (~ 800 м) слое, 5–7 см/с и менее 0,5 °С – в промежуточном (1000–2000 м) слое, 2–5 см/с и менее 0,2 °С – в глубинном (2500–5000 м) слое. Из анализа рис. 5.3 видно, что максимумы и минимумы в фильтрованных рядах (период 51–135 сут) не всегда совпадают по глубине. Более или менее такое совпадение сохраняется в слое 730–1100 м.

Синоптические вихри в океане делятся на циклонические и антициклонические, которые характеризуются, соответственно, холодным и теплым ядром в центральной части и более теплыми и холодными водами – по периферии вихря. При этом вихри фронтального происхождения располагаются справа (циклонические) и слева (антициклонические) от основного потока [66, 67]. В среднем за год количество циклонических и антициклонических образований совпадает – по 5 вихрей каждого знака (рис. 5.3). Наиболее интенсивные циклонические вихри образуются летом (июнь – июль) и осенью (октябрь).

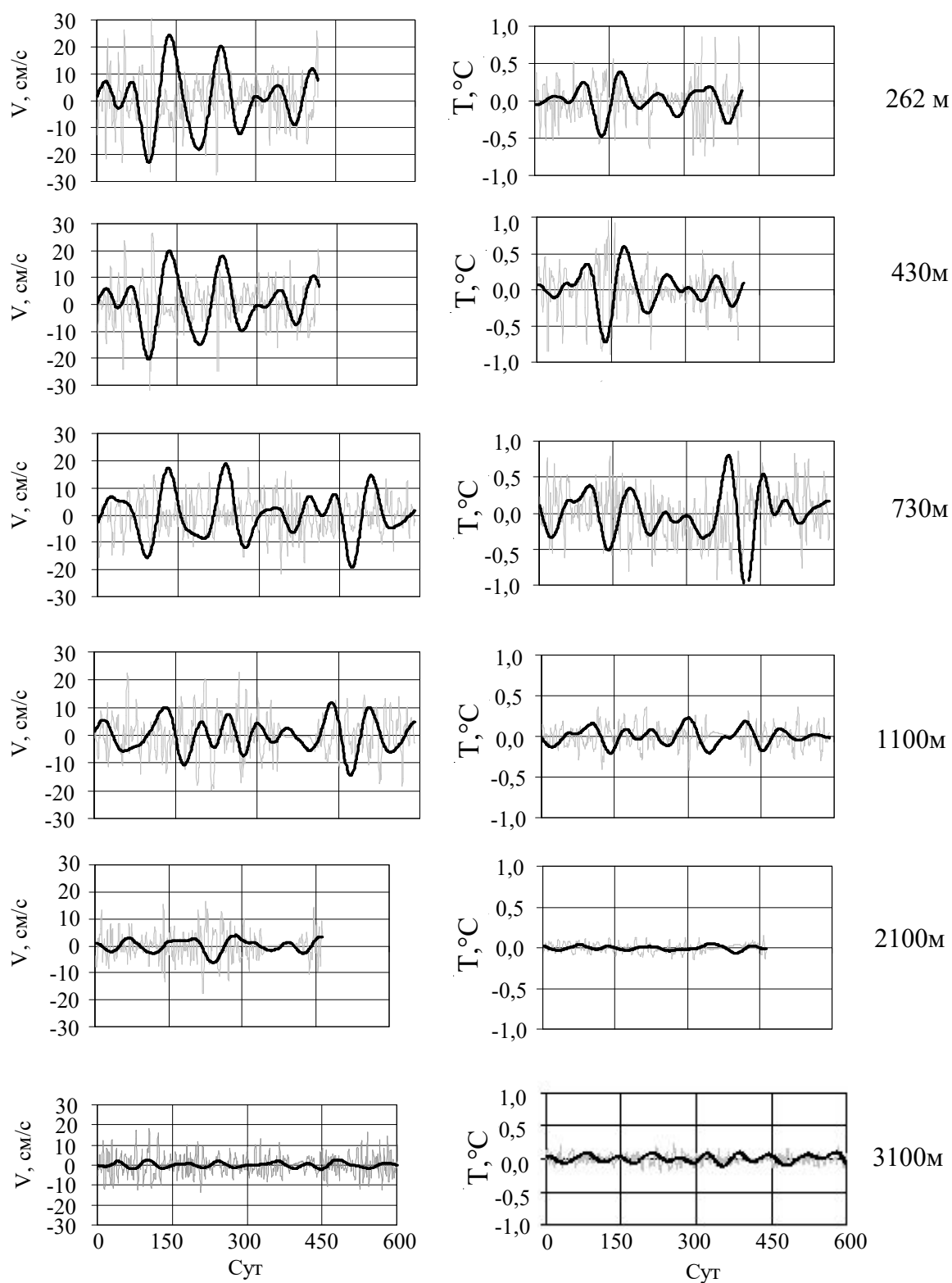


Рис. 5.3. Характеристики гидротермодинамических параметров в районе 26° с. ш., $75,8^{\circ}$ з. д. Субтропической Атлантики (март 2004 – ноябрь 2005 г.) на разных горизонтах, обработанные полосно-пропускающим фильтром с периодами 3–30 сут (серые линии) и 51–135 сут (черные линии), после детрендринга исходного ряда по инструментальным данным *RAPID* [80]

Приведены оценки вклада дисперсий, обусловленных изменчивостью гидротермодинамических параметров (V'' , T'') на синоптических масштабах, в суммарную дисперсию (табл. 5.2). Флуктуации V'' и T'' с периодами 3–30 и 51–135 сут обуславливают 50–60 % суммарной изменчивости в верхнем 800-метровом и промежуточном слоях. Подтверждением этого служат результаты работ [176, 181, 228], в которых найдены сходные характеристики бароклинно-неустойчивых волн, распространяющихся на запад.

В глубинном слое наибольший вклад (~ 80 %) вносят колебания с периодом 3–30 сут. Анализ рядов скоростей течений, проведенный в [158], показал, что флуктуации с периодами ~ 50 и ~ 30 сут доминируют в изменчивости на всех трех анализируемых уровнях Западного глубинного пограничного течения (1500, 1800, 2100 м). На глубинах > 2500 м флуктуации V и T малы – на уровне погрешностей измерений.

Таблица 5.2. Вклад дисперсии синоптических флуктуаций скорости (V) и температуры (T) (в %) на разных временных масштабах в суммарную дисперсию [80]

° з. д.	Глубина, м	V''			T''		
		Период, сут					
		3–30	31–50	51–135	3–30	31–50	51–135
75,74	250	25	5	<u>35</u>	<u>30</u>	4	19
	430	24	5	<u>33</u>	<u>32</u>	5	23
	730	19	7	<u>35</u>	<u>30</u>	2	20
	1100	<u>34</u>	11	15	<u>22</u>	9	17
	1370	<u>34</u>	10	11	<u>22</u>	13	18
75,81	2089	<u>42</u>	3	9	<u>47</u>	15	11
	3092	<u>82</u>	4	4	<u>24</u>	4	18
	3940	34	3	8	30	2	4

Примечание: подчеркнутые значения – наибольший вклад в суммарную изменчивость.

Таким образом, влияние вихревых переносов синоптического масштаба на меридиональную циркуляцию (и связанный с ней МПТ) наиболее существенно в термоклине (до глубин 1000–2000 м) западной части Субтропической Атлантики, так как именно здесь наблюдаются максимальные вариации V и T на указанных масштабах [157, 203, 252]. Вихревые переносы тепла ниже термоклина значительно слабее. На них приходится лишь ~ 5 % среднего переноса тепла вихрями [157].

Перенос тепла синоптическими вихрями и его вклад в среднегодовое МПТ.

Интегральный перенос тепла синоптическими вихрями в Субтропической Атлантике с типичным периодом 3–30 сут, оцененный «сверху» в работе [80] по данным *RAPID*, равен 0,25 ПВт (табл. 5.3). Аналогичный порядок величины такого переноса был получен для 40° с. ш. (0,1 ПВт) и 15° с. ш. (–0,2 ПВт) в работе [201].

Таблица 5.3. Меридиональный перенос тепла синоптическими вихрями ($\overline{H''}$) и его вклад в интегральный МПТ (\overline{H}) в районе 26° с. ш. Субтропической Атлантики

МПТ, ПВТ	Максимальная оценка вихревого МПТ от берега до берега		Оценка вихревого МПТ в западном погранслое	
	Период, сут			
	3–30	31–135	3–30	31–135
$\overline{H''}$, ПВТ	0,25	0,08	0,02	0,01
\overline{H} , ПВТ	1,33			
Вклад, %	18,9	6,2	1,7	0,6

Следовательно, перенос тепла вихрями этого масштаба может достигать 10–20 % интегрального МПТ (1,33 ПВт) [80]. Эта оценка завышена, так как она определялась для максимального значения МПТ, проинтегрированного по глубине в западном погранслое, где интенсивность синоптических флуктуаций гидротермодинамических полей максимальна. На других станциях выявлены меньшие значения, причем знак ($V''T''$) может меняться. ($V''T''$) на большинстве станций не меняет знак в термоклин, однако он может изменяться в верхнем слое и под термоклинном. В результате при интегрировании ($V''T''$) по всей ширине бассейна за все сезоны и по всему термоклинну оценка переноса тепла вихрями и его вклада в интегральный МПТ должна быть примерно на порядок меньше полученной оценки. По гидрологическим данным обсуждаемый вклад вихревых переносов составляет ~ 1 % [77, 180]. В работе [202] показано, что этот перенос по инструментальным данным *RAPID* может изменяться в диапазоне –0,02...+0,22 ПВт.

Оценка переноса тепла синоптическими вихрями отдельно для западной части Субтропической Атлантики оказалась равной 0,02 ПВт [80]. Вихревой перенос, рассчитанный по вихреразрешающим моделям в работе [314], близок к этому значению. Оценки переноса тепла в Субтропической Атлантике, полученные по данным измерителей течений, равны ~ 0,05 ПВт [157, 222, 354].

Таким образом, вклад вихревых переносов тепла в средний интегральный МПТ мал и составляет ~1%. Перенос тепла, обусловленный сезонными флуктуациями V и T [п. 2.2.1 – слагаемое 2 в (2.3)], по инструментальным данным *RAPID* составляет 0,03 ПВт. Его вклад в интегральный МПТ на ~26° с. ш. равен ~ 3 %. Вклад корреляций сезонных флуктуаций температуры, скорости дрейфовых и градиентных течений в среднегодовой МПТ невелик и составляет не более 10% в Экваториально-Тропической Атлантике, а в Субтропической Атлантике (~ 26° с. ш.) он значительно меньше. Оценки переноса тепла, обусловленные сезонно-синоптическими флуктуациями скорости и температуры [п. 2.2.1 – слагаемые 4 в (2.3)], малы, и их суммарный вклад в интегральный МПТ равен ~ 0,1 %. Перенос тепла, обусловленный нестационарными эффектами вблизи 26° с. ш., равен 0,06 ПВт.

ГЛАВА 6

МЕЖГОДОВАЯ И МЕЖДЕСЯТИЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ПЕРЕНОСОВ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Изменчивость интенсивности меридиональной циркуляции (МЦ) и меридиональных переносов тепла (МПТ) в Северной Атлантике на масштабах от десятков до сотен лет приводит к значимым климатическим аномалиям. В работах [83, 148, 155, 241, 363 и др.] эта изменчивость рассматривается наряду с другими проявлениями климатических изменений, включая глобальное потепление антропогенного происхождения.

Оценки интегральных МПТ, полученные «прямым», балансовым и инверсным методами, а также рассчитанные с использованием результатов численных экспериментов в рамках глобальных климатических моделей, представлены во многих работах [72, 83, 148, 155, 241, 267]. В работах [72, 83, 267] отмечается наличие квазипериодических флуктуаций интенсивности меридиональной циркуляции и переносов тепла в Северной Атлантике с периодом ~ 60 лет [69].

Выделение низкочастотных изменений океанологических характеристик с типичными периодами от десяти до нескольких десятков лет до сих пор представляет собой трудноразрешимую задачу из-за ограниченного количества и невысокого качества данных наблюдений [81]. Низкочастотная изменчивость интенсивности МЦ и МПТ лучше проявляется в отдельных их компонентах. Например, в дрейфовых меридиональных переносах (ДМП), которые вносят существенный вклад в интегральные меридиональные переносы, особенно в Тропической Атлантике. Это связано с тем, что ДМП рассчитываются по данным о поле ветра или приводного давления, которые характеризуются значительно лучшим пространственно-временным разрешением, чем глубоководные океанографические данные.

Анализ низкочастотной изменчивости ДМП на разных широтах Северной Атлантики на основе наиболее длительных непрерывных данных атмосферных реанализов позволяет оценить изменение интенсивности системы зональных ветров в конце XIX, в XX и в начале XXI вв. и установить взаимосвязь этой изменчивости с Атлантической мультideкадной осцилляцией (АМО) – основной модой, обуславливающей междесятилетние колебания климатической системы с периодом ~ 60 лет. С проявлением этой моды связывают изменения в атмосферных характеристиках: положении и глубине центров действия атмосферы, количестве и интенсивности циклонов и антициклонов [8].

6.1. Оценка вклада дисперсии, обусловленной изменчивостью меридиональных переносов массы/тепла различных масштабов, в суммарную дисперсию

Дрейфовые теплопереносы и переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией, составляют значительную долю суммарного меридионального переноса тепла на существенной части акватории Северной Атлантики и могут быть рассчитаны с гораздо лучшим пространственно-временным разрешением, чем интегральный меридиональный перенос тепла [72]. Это позволяет оценить декадные и более долгопериодные тенденции в изменчивости существенной

части МПТ. Для этого временные ряды дрейфовых меридиональных переносов (ДМП) тепла и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, подвергаются стандартному статистическому анализу. Вычисляются периодограммы, интегрированные периодограммы и спектры. В изменчивости меридиональных переносов тепла выделяются несколько типичных временных масштабов: 2–4, 6–8, 10–20 и более 20 лет [76, 83, 84].

На основе периодограмм-анализа ДМП тепла (массы) показано, что большая часть суммарной дисперсии дрейфовых переносов на 10° с. ш. (~ 54 %) приходится на периоды, превышающие 20 лет. На 20° с. ш. этот вклад составляет ~ 13 %. При этом возрастает вклад более высокочастотных флуктуаций (до 44 %, табл. 6.1).

Таблица 6.1. Дисперсии временных рядов дрейфовых меридиональных переносов массы в Северной Атлантике на разных временных масштабах и оценка их вклада в суммарную дисперсию (в %) [83]

° с. ш.	Дисперсии исходных рядов, Cv^2	Дисперсии на временных масштабах, Cv^2							
		2–4 года	%	6–8 лет	%	10–20 лет	%	> 20 лет	%
10	1,89	0,34	18	0,04	2	0,11	6	1,02	54
20	0,39	0,17	44	0,01	2	0,05	12	0,05	13
30	0,57	0,28	49	0,01	2	0,02	4	0,04	7
40	0,54	0,26	48	0,01	1	0,06	11	0,04	7
50	0,45	0,25	56	0,02	4	0,01	3	0,02	4

Примечание: в процентах приведен вклад изменчивости различных масштабов в суммарную дисперсию после вычитания линейных трендов.

В субтропических и высоких широтах, как и на северной границе Тропической Атлантики, основная доля дисперсии дрейфовых меридиональных переносов тепла (массы) (до 56 %) приходится на периоды 2–4 года. На других периодах вклад в суммарную дисперсию не превышает 10 %. Таким образом, в этой полосе широт основная энергия флуктуаций сосредоточена в более высокочастотной части спектра. Оценки вкладов дисперсии, полученные в работе [76], значительно отличаются от оценок, полученных в [83]. Различия обусловлены следующими причинами. Во-первых, данные о приводном давлении в работе [83] и данные о поле ветра в работе [76], используемые при расчете ДМП, имеют разное пространственное разрешение и разную временную длину ряда (напомним, что в [76] использовались данные Росгидрометцентра за 1957–1990 гг., т. е. за почти вдвое меньший период, чем в [83]). При этом авторами [76] отмечается, что в данных о поле ветра присутствует интенсивный высокочастотный шум, что может приводить к типичной погрешности оценки межгодовых вариаций (до 50 %), увеличивающейся с уменьшением пространственного разрешения. Во-вторых, завышенный вклад дисперсии ДМП на периодах 8–30 лет, полученный в работе [76], по сравнению с оценками в [83], может быть вызван наличием в рядах ДМП линейных трендов, фильтрация которых в [76] не проводилась.

Основная доля суммарной дисперсии переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией (H_y^{Cv}) и свердруповским переносом

массы ($Q_y^{Cв}$) в Северной Атлантике (до 61 % на 40° с. ш., табл. 6.2) приходится на периоды 2–4 года. Это подтверждает наличие не только интенсивной межгодовой изменчивости, но и достаточно высокого уровня шумов (которые увеличивают дисперсию флуктуаций, приходящуюся на высокочастотную часть спектра). Вместе с тем на северной границе Тропической и в Субтропической Атлантике вклад в суммарную дисперсию низкочастотных вариаций (с периодами более 10 лет) значителен. Он составляет 34 и 27 % на 20° и 30° с. ш. соответственно.

Таблица 6.2. Дисперсии временных рядов свердруповских переносов массы в Северной Атлантике на разных временных масштабах и оценка их вклада в суммарную дисперсию (в %) [83]

° с. ш.	Дисперсии исходных рядов, $Cв^2$	Дисперсии на временных масштабах, $Cв^2$							
		2–4 года	%	6–8 лет	%	10–20 лет	%	> 20 лет	%
10	2,12	0,76	36	0,22	10	0,14	7	0,26	12
20	4,25	1,44	34	0,14	3	0,32	8	1,11	26
30	12,86	4,14	32	1,00	8	2,26	18	1,21	9
40	12,87	7,80	61	0,30	2	0,21	2	0,44	3
50	20,76	11,08	53	0,45	2	1,66	8	1,49	7

Примечание: в процентах приведен вклад изменчивости различных масштабов в суммарную дисперсию после вычитания линейных трендов.

Таким образом, в Тропической Атлантике существенная доля дисперсии $H_y^{дp}$ ($Q_y^{дp}$) (54 %) и $H_y^{Cв}$ ($Q_y^{Cв}$) (26 %) приходится на периоды, превышающие 20 лет. При этом в субтропических и средних широтах основная энергия флуктуаций сосредоточена в более высокочастотной части спектра (с периодом 2–4 года). Частично этот результат связан с высоким уровнем шумов, присутствующих в исходных данных и проявляющихся в повышенном уровне более высокочастотных флуктуаций.

6.2. Межгодовая и междесятилетняя изменчивость меридиональных переносов массы/тепла

Анализ линейных трендов меридиональных тепломаассопереносов. На рис. 6.1 приведены долговременные тенденции изменения интегрального переноса массы в четырех слоях: верхнем (от 0 до 700–1000 м), промежуточном (1000–2000 м), глубинном (2000–5000 м) и придонном (5000 м – дно) по осредненным оценкам разных авторов, представленных в табл. 6.3.

Незначительное долговременное увеличение меридионального переноса массы наблюдается в верхнем (~ 1000 м) слое в 1957–2005 гг. (рис. 6.1 а). Это увеличение подтверждают значимые положительные тенденции расхода Гольфстрима за 1950–2004 гг. [36] и Флоридского течения за 1982–2008 гг. [35]. Аналогичный результат получен для зонально-интегрированных переносов массы в придонном слое.

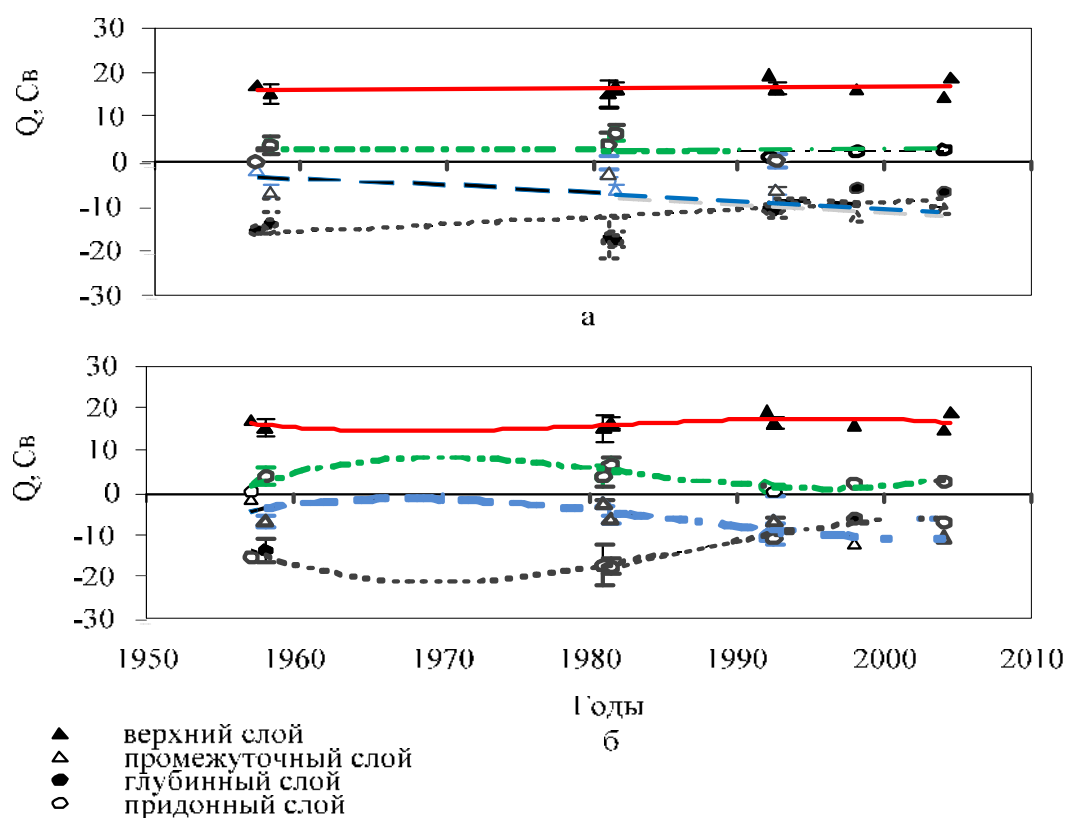


Рис. 6.1. Межгодовая изменчивость зонально-интегрированных меридиональных переносов массы в четырех слоях в окрестности 25° с. ш. Субтропической Атлантики по оценкам разных авторов, представленных в табл. 6.3.

Линейные тренды переносов массы в разных слоях – а; полиномиальные тренды 3-го порядка – б. Вертикальные тонкие линии – среднеквадратические отклонения ($\pm \sigma$)

Таблица 6.3. Зонально-интегрированные переносы массы (Св) в четырех слоях на ~ 25° с. ш. Субтропической Атлантики по оценкам разных авторов

Авторы	[180]	[129]	[215]	[290]	[325]	[129]	[215]	[129]	[215]	[129]	[129]	[140]
Годы	1957	1957	1957– 1959	1981	1981	1981	1981– 1982	1992	1992– 1993	1998	2004	2004 – 2005
° с. ш.	25	25	24,5	24,5	24	25	24,5	25	24,5	25	25	26
Поверх- ностный	11,4	22,9	15,3 ± 2,1	11,3 ± 3,2	19,0	18,7	16,5 ± 1,2	19,4	16,5 ± 1,2	16,1	14,8	18,7
Промежу- точный**	6,6	-10,5	-6,7 ± 1,4	5,8 ± 0,7	-4,6	-9,0	-6,3 ± 0,9	-10,2	-6,5 ± 0,8	-12,2	-10,4	-
Глубин- ный***	-15,6	-14,8	-13,7 ± 2,6	-19,9 ± 4,7	-19,8	-11,8	-17,5 ± 1,7	-10,4	-11,0 ± 1,5	-6,1	-6,9	-
Придон- ный****	-2,3	2,4	3,8 ± 2,0	2,9 ± 2,6	6,7	2,1	6,4 ± 1,7	1,2	0,3 ± 1,3	2,2	2,5	-

Примечание: потенциальная плотность каждого из четырех слоев по оценкам [215] и глубины залегания слоев: * – ($\sigma_2 < 36,8$) от 0 до 500–700 м, ** – ($36,8 < \sigma_2 < 37,0$) 700–2000 м, *** – ($37,0 < \sigma_2 < 37,105$) 2000–5000 м, **** – ($\sigma_2 > 37,105$) 5000 м – дно.

Меридиональный перенос массы в промежуточном слое за 1957–2005 гг. уменьшился в северном направлении \sim на 8 Св [55] (рис. 6.1 а). На этот тренд приходится \sim 50 % суммарной дисперсии исходного ряда. Этот значимый на 95 % доверительном уровне отрицательный тренд может быть обусловлен увеличением притока в южном направлении вод северного происхождения – Лабрадорской водной массы. Другой причиной может служить уменьшение притока в северном направлении промежуточных вод южного происхождения, а именно Средиземноморской водной массы [282] и Антарктической промежуточной водной массы [334]. Долговременное увеличение в южном направлении объема промежуточных вод северного происхождения за 1955–1999 гг. сопровождалось уменьшением солёности и температуры Лабрадорской водной массы, уменьшение объема промежуточных вод южного происхождения – увеличением их солёности и температуры [143]. В глубинном слое выявлена положительная тенденция, при этом увеличение меридионального переноса в северном направлении составило \sim 8 Св за 1957–2004 гг. (рис. 6.1 а). На этот тренд приходится \sim 50 % суммарной дисперсии исходного ряда. Это свидетельствует об уменьшении глубинных вод в очагах их формирования в высоких широтах, которое сопровождалось общим их опреснением и потеплением за счет теплых вод, приходящих из низких широт в верхних слоях [55, 150].

Линейные тренды интегральных МПТ и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией в Субтропической Атлантике, оказались незначимыми [83]. Линейный тренд во временном ходе дрейфового меридионального переноса тепла в низких широтах – положительный [58, 82, 83]. На 50° с. ш. выделяется небольшой отрицательный линейный тренд, который также является следствием квазипериодической изменчивости с периодом, несколько превышающим длину анализируемого ряда. Эти колебания представляют собой часть низкочастотного квазипериодического процесса в системе океан – атмосфера с периодом \sim 65 лет, называемого Атлантической мультideкадной осцилляцией (АМО) [69, 84], который проявляется в квазисинхронной интенсификации ДМП в низких и высоких широтах [76, 87].

Анализ междесятилетней изменчивости тепломассопереносов. Межгодовая изменчивость дрейфовых меридиональных переносов тепла на отдельных широтах Северной Атлантики представлена на рис. 6.2 и 6.3. Полиномиальные тренды 5-го порядка, обозначенные на рис. 6.2 и 6.3, значимы на 95 % доверительном уровне в тропических широтах, причем они описывают здесь от 40 до 70 % величины суммарной дисперсии ДМП [84]. Рассмотрим низкочастотную изменчивость ДМП в низких широтах более подробно.

Из анализа полиномиальных трендов видно, что ДМП, полученные по данным двух реанализов, изменяются с типичным периодом \sim 60 лет. Аналогичный период изменчивости характерен для АМО (рис. 6.3 в). Основным механизмом, генерирующим АМО, большинство авторов считает квазипериодическую изменчивость скорости продукции глубинных Североатлантических вод и связанной с ней интенсивности меридиональных тепломассопереносов в Северной Атлантике [72, 297]. Полученные результаты в работе [84] подтверждают это представление. ДМП в северной части Тропической Атлантики, составляющие основную часть интегральных меридиональных переносов, и индекс АМО изменяются практически в противофазе с коэффициентом корреляции $-0,8$. Это является следствием ослабления интенсивности зональной циркуляции атмосферы при потеплении Северной

Атлантики (то есть ослабления ДМП в положительную фазу АМО). В отрицательную фазу АМО, напротив, зональная циркуляция и ДМП интенсифицируются.

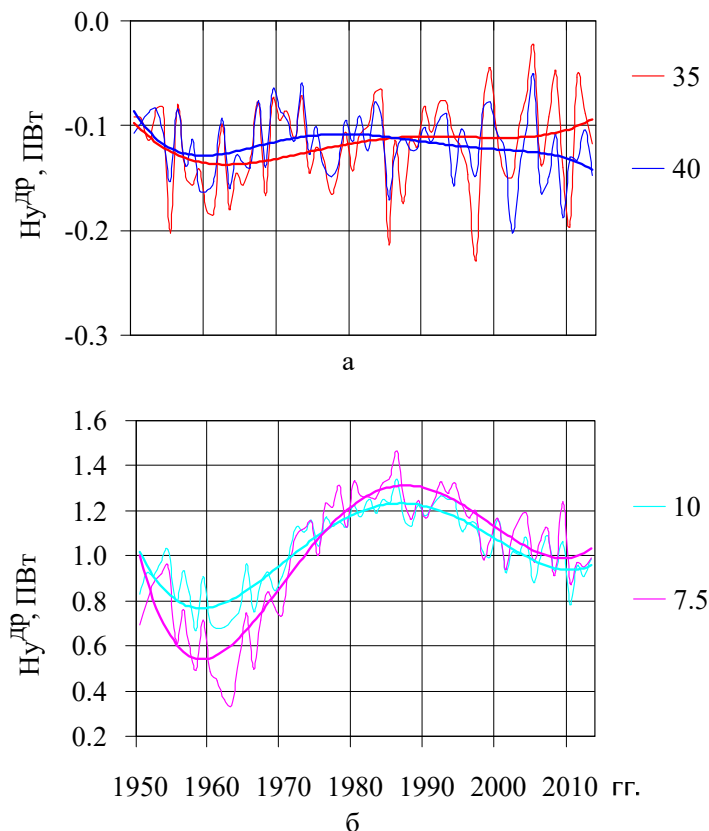


Рис. 6.2. Межгодовая изменчивость дрейфового меридионального переноса тепла (в ПВт) по данным реанализа *NCEP/NCAR* на 35°, на 40° с. ш. (а), на 10°, на 7,5° с. ш. (б) по [84]. Жирные кривые – полиномиальные тренды 5-го порядка

Увеличение зонально-интегрированных переносов массы в северном направлении, хоть и незначительное, наблюдалось в 1960-х – 1990-х гг. в верхнем и глубинном слое (рис. 6.1 б). С середины 1990-х по 2010-е гг. происходило их уменьшение. Об ослаблении меридиональной циркуляции в 2004–2012 гг. свидетельствуют результаты работ [211, 247, 309] (рис. 6.4). Это ослабление сопровождалось снижением теплосодержания Субтропической Атлантики [23, 141]. Расчет распределения возможных переносов меридиональной циркуляцией показывает, что даже без учета 2009 г. средний перенос массы в 2008, 2010 и 2011 гг. меньше, чем в 2004, 2005, 2006 и 2007, полученный результат значим на 95 % доверительном уровне. Также наблюдались соответствующие значимые изменения свердруповского переноса массы во внутренней части Северного субтропического антициклонического круговорота [211, 309].

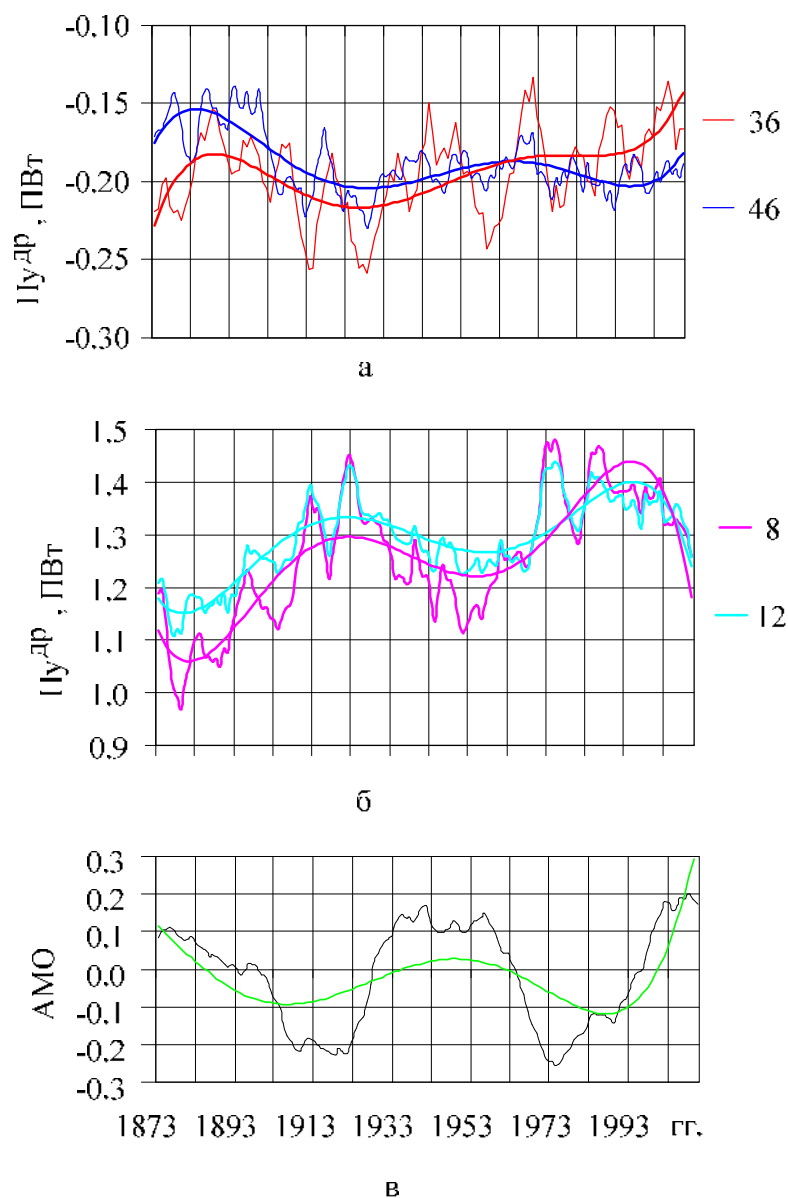


Рис. 6.3. Межгодовая изменчивость дрейфовых меридиональных переносов тепла (в ПВт) по данным реанализа *NCEP/NCAR* на 36°, на 46° с. ш. (а), на 12°, на 8° с. ш. (б), индекс АМО (в), осредненные 5-летним скользящим средним по [84] .

Жирные кривые – полиномиальные тренды 5-го порядка

В начале 1960-х гг. изменчивость меридиональных переносов массы в промежуточном слое сопровождалась увеличением температуры и солёности на глубине 2000 м (приблизительно совпадающей с ядром классических Лабрадорских вод). В 1960-е – 1990-е гг. происходило их уменьшение. С середины 1990-х гг. по настоящее время наблюдалось увеличение переносов массы в промежуточном слое в северном направлении [1, 142, 143]. Потепление и осолонение промежуточных вод отмечались в восточной части субполярного региона (в бассейне Ирмингера и Исландском бассейне) в 1997–2006 гг. [292]. Также подобные изменения в указанный период произошли в промежуточных водах южного происхождения. Причиной этого послужило изменение циркуляции в субполярном и субтропическом регионах Атлантического океана, сопровождающееся уменьшением индекса

Североатлантического колебания. Интенсивное потепление и осолонение промежуточных вод в восточной части Субполярной Атлантики вызвано не только увеличением температуры и солености в источниках водных масс, но и сжатием Северного субполярного циклонического круговорота, а также связанным с этим процессом смещения Субполярного фронта в северо-западном направлении. Все эти предположения свидетельствует в пользу усиления в северном направлении зонально-интегрированного меридионального переноса массы в промежуточном слое (начиная с конца 1990-х гг. до настоящего времени). Учитывая это, можно сказать, что описанный выше отрицательный линейный тренд меридионального переноса массы в промежуточном слое (рис. 6.1 а) обусловлен недостаточной продолжительностью исходного ряда, так как он в большей степени охватывает период (середина 1960-х – начало 1990-х гг.). При привлечении более длительных наблюдений величина долговременного отрицательного тренда должна уменьшиться.

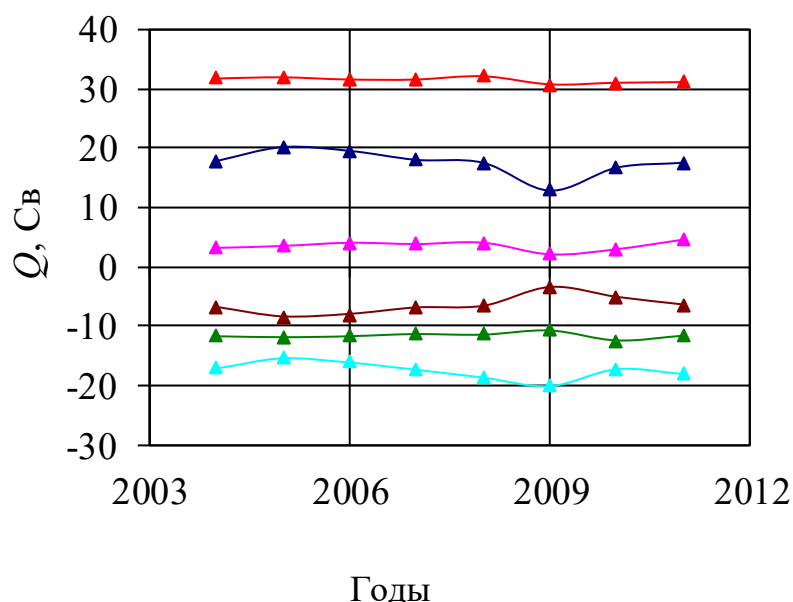


Рис. 6.4. Межгодовая изменчивость интенсивности меридиональной циркуляции (в Св) (синий), дрейфового переноса массы (розовый), Флоридского течения (красный), переноса в верхнем слое внутренней части океана (голубой), ВСАГВ (зеленый), НСАГВ (коричневый)

Усиление меридионального переноса массы в северном направлении в глубинном слое (то есть уменьшение переноса Северо-Атлантической глубинной водной массы (САГВ), направленной на юг) в середине 1960-х – 1990-х гг., и его ослабление с 1990-х гг. по настоящее время сопровождалось повышением температуры и солености на уровне глубинных вод (~ 3500 м) в 1960-е – 1980-е гг. и слабыми изменениями температуры и уменьшением солености с 1990-х гг. [129]. Можно заключить, что перенос массы на глубине САГВ увеличивался в северном направлении до 2009 г., далее уменьшался (рис. 6.1 б и 6.5). Это свидетельствует об увеличении САГВ, начиная с 2009 г. В работе [116] отмечается значительное охлаждение и опреснение Северо-западной и Северо-восточной глубинных водных масс на разрезе 60° с. ш. между 1997 и 2002 г.

Интегральный МПТ, перенос тепла, обусловленный горизонтальной свердруповской циркуляцией, и дрейфовый меридиональный перенос тепла за 1948–2013 гг. изменяются с периодом приблизительно 60–65 лет [83] (рис. 6.5). С середины 1960-х по 1990-е гг. происходила интенсификация суммарных МПТ в субтропических широтах (рис. 6.5 а). Это сопровождалось интенсификацией циркуляции Северного субтропического антициклонического круговорота в Северной Атлантике и смещением центра круговорота сначала в юго-западном направлении в 1960-е – 1970-е гг. [83, 85, 116, 144], а с середины 1970-х по середину 2000-х гг. – в северо-восточном направлении. В конце 1990-х гг. меридиональный перенос тепла уменьшался, происходило ослабление циркуляции течений ССАК и, с некоторым запаздыванием, смещение центра круговорота на юг. В указанные периоды происходила также трансформация Северного субполярного циклонического круговорота. Полученные результаты подтверждаются изменением индекса Гольфстрима за 1966–2010 гг., под которым понимается изменение положения по широте его северной границы (рис. 6.6). Согласно полученным среднегодовым оценкам, южнее всего Гольфстрим располагался в 1971 г., а севернее всего – в 1995 г. Что касается 2010 г., то положение границы течения было близко к норме [50, 271].

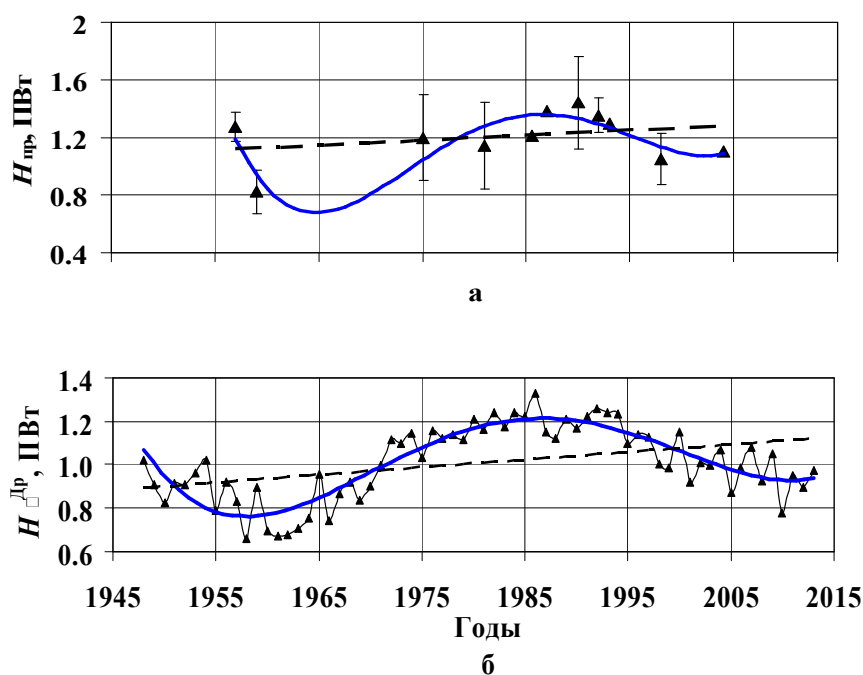


Рис. 6.5. Временной ход интегральных меридиональных переносов тепла (в ПВт) по прямым оценкам в полосе широт 24° – 36° с. ш. за 1957–2004 гг. (а), дрейфовых меридиональных переносов тепла на 10° с. ш., рассчитанных с использованием данных реанализа *NCEP/NCAR* за 1948–2013 гг. (б) в Северной Атлантике. Жирные кривые – полиномиальные тренды 4-го порядка; пунктиры – линейные тренды. Вертикальные тонкие линии – среднеквадратические отклонения ($\pm \sigma$)

Интегральные меридиональные переносы в Субтропической Атлантике запаздывают относительно дрейфовых меридиональных переносов в Тропической Атлантике приблизительно на 10 лет (рис. 6.5), а в Субполярной – на 20 лет [213]. Это подтверждает наличие обратной связи между меридиональными температурными контрастами в Северной Атлантике и адвективными тепломассопереносами.

Действительно, типичная амплитуда междесятилетних осцилляций ДМП массы в северной части Тропической Атлантики (на 10° с. ш.) составляет 1 Св. При ширине океана в 5000 км и толщине ВКС в 30 м соответствующая амплитуда осцилляций меридиональной компоненты вектора течений в ВКС равна 0,7 см/с (или около 0,6 км/сут). Время, необходимое для переноса аномалий в ВКС из этой части Тропической Атлантики на 2000 км к северу, составляет при таких условиях около 10 лет [84].

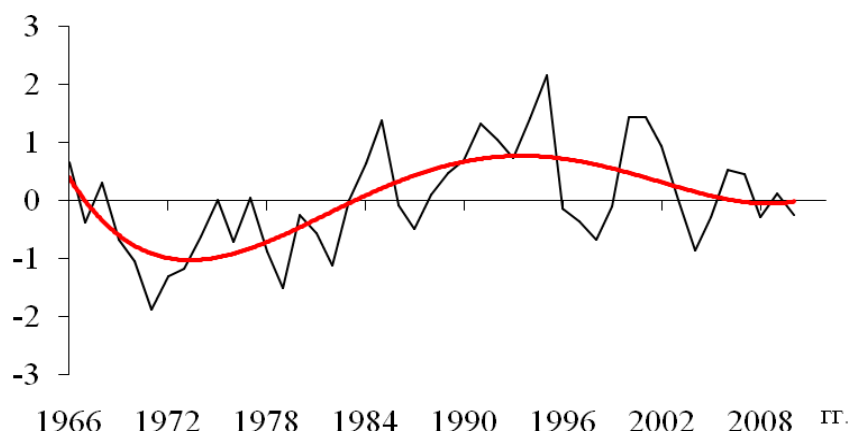


Рис. 6.6. Межгодовая изменчивость индекса Гольфстрима, красная кривая – полиномиальный тренд 5-го порядка

Междесятилетние колебания в климатической системе, связанные с Атлантической мультideкадной осцилляцией, проявляются не только в ДМП, но и во многих гидрометеорологических полях в различных регионах и на глобальном масштабе [83, 213, 363]. Особенно хорошо АМО проявляется в Североатлантическом и Арктическом регионах [72, 84, 219]. Конечно же, наличия архивных данных только для двух периодов АМО недостаточно для получения надежной статистической оценки связи между рассматриваемыми процессами. Однако численные эксперименты в рамках моделей различной сложности подтверждают реальность описанного механизма [72, 297].

6.3. Межгодовая и междесятилетняя изменчивость системы течений Гольфстрим

Низкочастотные вариации меридиональной циркуляции (МЦ), сопровождаемые изменениями аномалий температуры поверхности океана (ТПО) Северной Атлантики [89, 226], оказывают существенное влияние на климатические условия Атлантико-Европейского и Арктического регионов [63, 69, 72, 240]. Система течений Флоридское – Гольфстрим – Северо-Атлантическое образует северо-западную ветвь Северного субтропического антициклонического круговорота (ССАК) в Атлантике. Эта система играет ключевую роль в переносе массы и тепла из Северной Атлантики на север [72].

Имеются публикации, в которых исследовалась изменчивость течений северо-западной части ССАК на межгодовых и междекадных масштабах [36, 38, 113, 152,

304]. Выделены характерные периоды изменчивости течений и оценены величины амплитуд. Так, например, в работе [38] показано, что колебания расхода Гольфстрима представляют собой суперпозицию флуктуаций с доминирующими периодичностями 5–6 и ~ 20 лет, а их амплитуды составляют приблизительно 10 и 20 Св соответственно. Характерные периоды изменчивости Флоридского течения (ФТ) ~ 2 –3 года (амплитуда 1–3 Св) и ~ 10 лет выделены в [35, 113, 152, 304]. Кроме того, в ряде работ описываются особенности изменчивости расходов течений западной части Субтропической Атлантики в зависимости от места проведения измерений [182].

Несмотря на то что в спектре низкочастотных колебаний расходов течений северо-западной части ССАК сезонная изменчивость является наиболее изученной, между оценками разных авторов имеются существенные противоречия. Для Флоридского течения они в основном связаны с неустойчивостью амплитудно-фазовых характеристик во времени.

Величины расхода ФТ (\bar{Q}), годовой (A^1), полугодовой (A^2) гармоник, полученные по данным инструментальных наблюдений за 1982–2008 гг., равны 31,8 Св, 1,25 Св и 0,26 Св соответственно, что совпадает с оценками, приведенными в работе [262]. Стандартные отклонения текущих среднегодовых величин $\bar{Q}_{\text{год}}$ от \bar{Q} превышают 1 Св (рис. 6.7 а), что сопоставимо с величиной A^1 , рассчитанной по всей совокупности данных. Флуктуации амплитуд годовой и полугодовой гармоник достигают соответственно 4,3 и 3,0 Св. Разность экстремальных значений текущих среднегодовых величин $\bar{Q}_{\text{год}}$ равна ~ 5 Св. Разность же экстремальных амплитуд $A^1_{\text{год}}$, $A^2_{\text{год}}$ равна 4 Св и 3,6 Св соответственно. Изменение отношений $A^1_{\text{год}}/A^1$, текущих амплитуд годовой гармоники $A^1_{\text{год}}$ могут в 2–3 раза превышать величину A^1 , а $A^2_{\text{год}}/A^2$ показывает, что текущие значения полугодовой гармоники ($A^2_{\text{год}}$) могут превышать величину A^2 на порядок (рис. 6.7 з).

Вклад годовой гармоники в общую дисперсию сезонных колебаний расхода Флоридского течения меняется практически от нулевых значений до 90 %, а вклад полугодовой гармоники варьирует в пределах 2–59 % (рис. 6.7 в). Суммарный вклад двух первых гармоник в общую дисперсию меняется от 17 до 96 %. Существуют годы, когда суперпозиция двух первых гармоник плохо описывает годовой цикл расхода ФТ (рис. 6.7 в).

Для описания внутригодового цикла Флоридского течения необходимо привлекать гармоники более высокого порядка. В частности, это имело место в 2003, 2006 и 2008 гг., когда годовая гармоника практически отсутствовала. Наиболее выраженные изменения годового хода расхода ФТ произошли после 1997 г. Вероятно, такое изменение типичного внутригодового цикла расходов Флоридского течения связано с очередной сменой знака Атлантической мультideкадной осцилляции, имевшей место в 1998 г. [213]. Известно, что индекс АМО, коррелирующий с различными климатическими характеристиками в регионе Северной Атлантики и на прилегающих Североамериканском и Евразийском континентах, по-разному изменяется в различные сезоны [72]. Именно это может служить причиной изменения годового хода расхода ФТ в различные фазы АМО. Межгодовая изменчивость расхода ФТ проявляется как в межгодовых вариациях текущих среднегодовых значений его расходов, так и в вариациях амплитуд двух первых гармоник (годовой и полугодовой) [34]. Этим и

объясняются расхождения в описаниях годового цикла ФТ, имеющие место в работах [113, 223, 229, 245, 257, 262, 304].

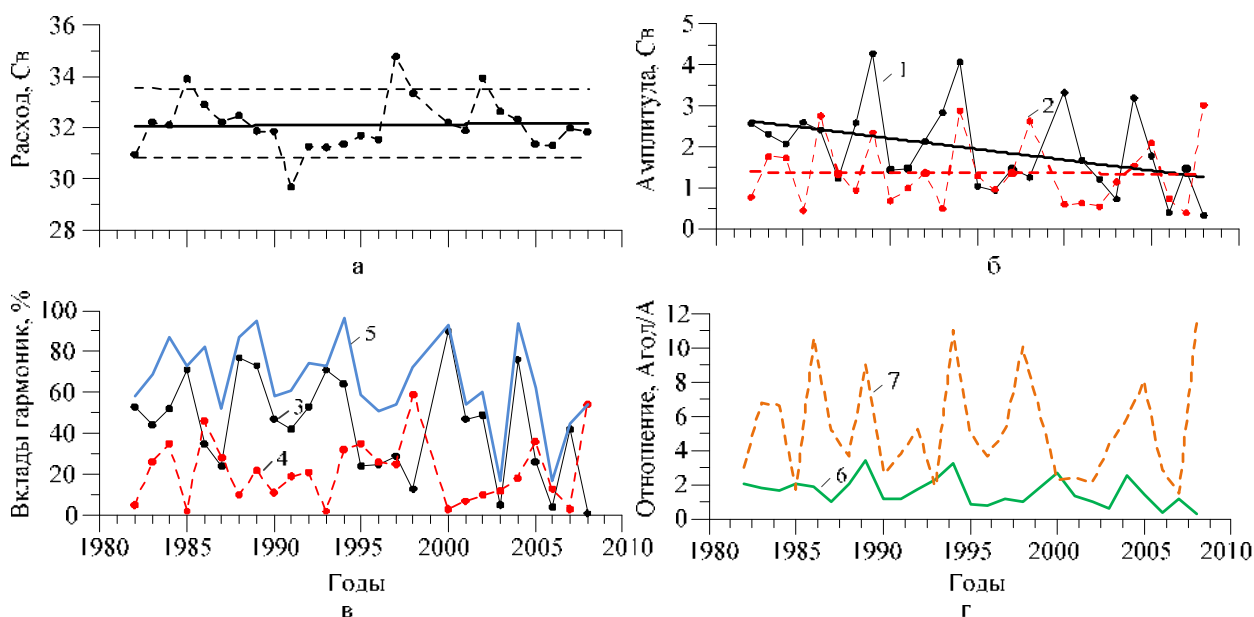


Рис. 6.7. Вариации статистических характеристик внутригодовой изменчивости расходов Флоридского течения для 26-летнего периода 1982–2008 гг. [35]:

а – среднегодовой расход (в Св) (пунктиром показан уровень стандартных отклонений); *б* – амплитуды годовой (1) и полугодовой (2) гармоник (в Св);
в – вклады годовой (3) и полугодовой (4) гармоник и суммарный вклад двух первых гармоник (5) (в %); *г*) $A_{\text{год}}^1 / A^1$ (6) и $A_{\text{год}}^2 / A^2$ (7)

В последнее время особый интерес вызывают не только исследования проявлений низкочастотной изменчивости течений северо-западной части ССАК, но и выявление причинно-следственных связей их изменчивости с вариациями внешних факторов, формирующих и поддерживающих эту систему течений. Имеющиеся на сегодняшний день работы подтверждают наличие связей между колебаниями течений северо-западной части ССАК и вариациями различных гидрометеорологических параметров климатической системы на межгодовых масштабах. В частности, с вариациями свердруповского переноса, обусловленного крупномасштабной завихренностью ветрового поля [36, 38, 42, 303]. Межгодовая изменчивость свердруповского переноса за 1982–2008 гг. характеризуется значимым на 95 % доверительном уровне отрицательным трендом, тогда как в колебаниях расхода Флоридского течения тренд практически отсутствует (рис. 6.8 *а*). Это свидетельствует о том, что долгопериодная (с типичными масштабами в десятки лет) изменчивость расхода ФТ связана не с изменчивостью поля ветра, а с термохалинными факторами [35]. В работах [33–35, 38, 42] было установлено, что реакция системы течений Гольфстрим на межгодовые колебания завихренности крупномасштабного ветра в ССАК происходят приблизительно с 1–2-летним запаздыванием (рис. 6.9 *б* и 6.9 *в*).

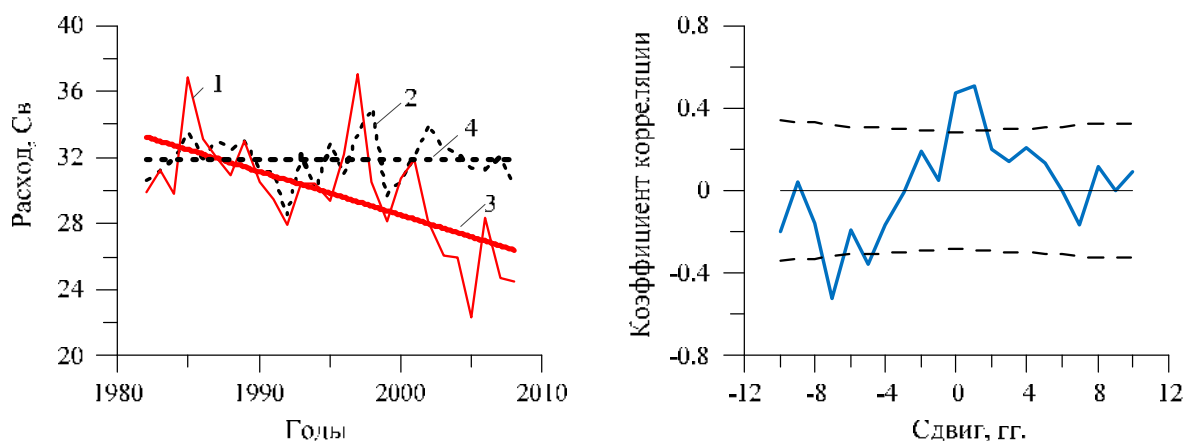


Рис. 6.8. Флуктуации годовых значений Свердруповского переноса (в Св) (взятых с противоположным знаком) – 1 и расхода Флоридского течения (в Св) – 2 (а) и их линейный тренды, обозначенные 3 и 4 соответственно; функция их взаимной корреляции (б) [35]. На (б) пунктиром показан 95 % доверительный уровень. Положительный сдвиг указывает на лидирование Свердруповского переноса, отрицательный сдвиг указывает на лидирование расхода Флоридского течения (б)

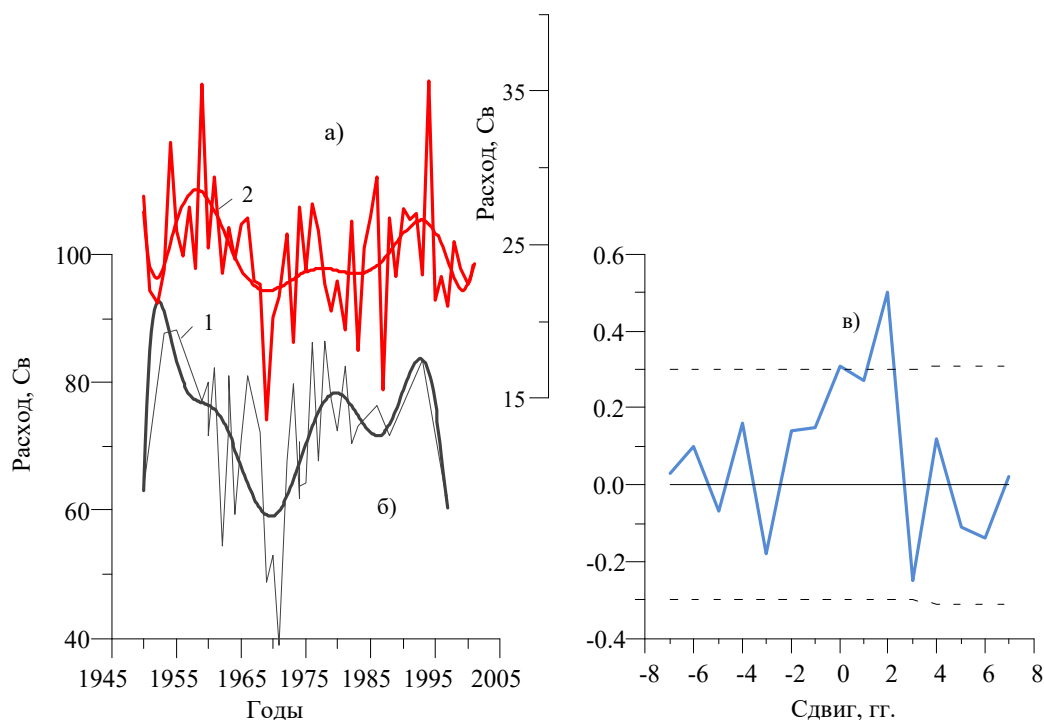


Рис. 6.9. Межгодовые колебания интегрального свердруповского переноса Q_y^{Sv} (в Св) – а, расходов Гольфстрима $S_{G,TS}$ (в Св) – б и их взаимная корреляционная функция – в [36]. Сглаженные кривые на 1 и 2 – аппроксимационные полиномы 8-й степени. Пунктирными линиями на (в) показаны 95 % доверительные интервалы. Знак плюс указывает на лидирование Q_y^{Sv} относительно $S_{G,TS}$

Декадные и межгодовые изменения Гольфстрима ~ на 25–30 % обусловлены низкочастотными колебаниями завихренности поля ветра в Субтропической Атлантике. Межгодовая изменчивость меридионального свердруповского переноса в ССАК не является единственным механизмом, генерирующим межгодовые колебания расхода Гольфстрима.

Изменчивость потоков тепла на границе раздела океан – атмосфера также важна [38]. В работе [52] получено, что больше половины изменчивости расхода ФТ с периодами 3–12 лет обусловлено низкочастотными вариациями свердруповского переноса. Предполагается, что остальная часть изменчивости ФТ также может быть связана с изменчивостью термохалинных факторов [304].

Таким образом, межгодовая изменчивость расхода Флоридского течения проявляется как в межгодовых вариациях текущих среднегодовых значений его расходов, так и в вариациях амплитуд двух первых гармоник (годовой и полугодовой). Декадные и межгодовые изменения Флоридского течения и Гольфстрима обусловлены низкочастотными колебаниями завихренности поля ветра в Субтропической Атлантике ~ на 25 и 50 % соответственно. Остальная часть их изменчивости может быть связана с изменчивостью термохалинных факторов. Реакции системы течений Гольфстрим на межгодовые колебания завихренности крупномасштабного ветра в Северном субтропическом антициклоническом круговороте происходят приблизительно с 1–2-летним запаздыванием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии обобщены сведения о водных массах в Северной Атлантике: их происхождении, местоположении, а также приведены количественные оценки их температуры, солёности, плотности, гидрохимических характеристик.

Описаны основные средства и методы исследований меридиональной циркуляции и переносов тепла. Отмечена важность проведения непрерывного мониторинга меридиональной циркуляции в Северной Атлантике, с помощью контактных наблюдений, включающих наблюдения на гидрологических разрезах, буях (стационарных и дрейфующих) и сопутствующих спутниковых наблюдений, дающих основу для численного моделирования МЦ и составления прогнозов.

Проанализирована изменчивость интегральных меридиональных переносов массы и тепла, а также их отдельных компонент в Северной Атлантике на разных пространственно-временных масштабах (внутригодовой, синоптический, межгодовой, междесятилетний, долговременные тенденции):

- определены положения максимумов их среднемноголетних характеристик;
- описаны особенности внутригодового цикла тепломассопереносов;
- оценены вклады различных механизмов, ответственных за перенос тепла на разных временных масштабах изменчивости;
- выявлены типичные периоды изменчивости переносов массы и тепла и течений системы Гольфстрим.

Благодарность. Работа выполнена по теме госзадания Института морских биологических исследований им. А. О. Ковалевского РАН «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (AAAA-A18-118021490093-4); при частичной поддержке грантов РФФИ: «Межгодовые изменения свойств и переносов водных масс Атлантического океана» (16-05-00719), «Меридиональный перенос тепла в Тропической и Субтропической Атлантике: роль различных механизмов и низкочастотная изменчивость» (15-05-02019). Благодарю рецензентов д. ф.-м. н., профессора Гриценко В. А. и д. ф.-м. н. Иванова В. В. за внимательное отношение к монографии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейник Д. Л. Термохалинная структура вод в зоне вовлечения западного пограничного глубинного течения в глубинную циркуляцию Субтропической Атлантики // Океанологические исследования фронтальной зоны Гольфстрима Полигон «Титаник». М.: Наука, 2002. С. 25–66.
2. Алейник Д. Л., Плахин Е. Н., Филюшкин Б. Н. К механизму формирования внутритермоклинных линз в районе каньонов континентального склона Кадисского залива // Океанология. 1998. Т. 38, № 5. С. 645–653.
3. Артамонов Ю. В., Баев С. А., Булгаков Н. П., Полонский А. Б. Циркуляция Экваториально-Тропической Атлантики и меридиональный перенос тепла // Физика океана и атмосферы. 1991. Т. 27, № 10. С. 1107–1119.
4. Артамонов Ю. В., Булгаков Н. П., Джиганшин Г. Ф. и др. Основные течения Тропической Атлантики по инструментальным данным, 1987. 28 с. Деп. ВИНТИ 24.12.87, № 9047-B87.
5. Артамонов Ю. В., Булгаков Н. П., Стаднюк Т. И. Сезонная изменчивость водных масс верхнего 200-метрового слоя Тропической Атлантики. – Севастополь, 1996, 35 с. (Препр. / НАН Украины: Морской гидрофиз. ин-т).
6. Баев С. А., Булгаков Н. П., Полонский А. Б. Меридиональный перенос тепла в Тропической Атлантике и механизм его формирования // Гидрофизика Тропической Атлантики. Киев: Наукова думка, 1993. С. 35–48.
7. Баев С. А., Булгаков Н. П., Полонский А. Б. Сезонная и межгодовая изменчивость дрейфового переноса массы и тепла в Северной Атлантике (низкие широты) // Мор. гидрофиз. журн. 1988. № 6. С. 29–35.
8. Бардин М. Ю., Полонский А. Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Изв. РАН. 2005. Т. 41, № 2. С. 3–13.
9. Барышевская Г. И. Течения системы Гольфстрим и температурный режим Северной Атлантики. М.: Гидрометеиздат, 1990. 141 с.
10. Безруков Ю. Ф. Океанология. Часть I. Физические явления и процессы в океане. Симферополь: Таврический национальный университет им. В. И. Вернадского, 2006. 159 с.
11. Богуславский С. Г., Казаков С. И., Берестовая Е. В. и др. Особенности температурного поля поверхности Тропической Атлантики // Мор. гидрофиз. журн. 2007. № 6. С. 39–47.
12. Бондаренко А. Л., Жмур В. В. Настоящее и будущее Гольфстрима // Природа. 2007. № 7. С. 29–37.
13. Бубнов В. А. Структура и динамика средиземноморских вод в Атлантическом океане // Океанологические исследования. 1971. № 22. С. 220–278.

14. Бубнов В. А. Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана. М.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
15. Булгаков Н. П., Ломакин П. Д., Артамонов Ю. В. Термическое состояние и кинематика вод восточной части Тропической Атлантики в 1986 г. М., 1987. 12 с. Деп. в ВИНТИ 29.05.87, № 3848-В 87.
16. Булатов Р. П., Бараш М. С., Иваненков В. Н. и др. Атлантический океан. М.: Изд. «Мысль», 1977. С. 1–295.
17. Бурков В. А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 253 с.
18. Воловиков С. А., Коломеев М. П., Хмелевцов С. С. Исследование переходного процесса в земной климатической системе при изменении солнечной постоянной // Изв. АН СССР. ФАО. 1985. Т. 21, № 11. С. 1206–1209.
19. Вудрис А. Д., Каменкович В. М., Монин А. С. Атлас ПОЛИМОДЕ // Ред. Woods Hole, Massachusetts, U. S. A., 1986. 375 с.
20. Гандин Л. С., Лайтман Д. Л., Матвеев Л. Т. и др. Основы динамической метеорологии. Гидрометиздат. Л.: 1995. С. 388–402.
21. Голивец С. В., Кошляков М. Н. Вихреобразование на субантарктическом фронте по данным спутниковых наблюдений и формирование антарктической промежуточной воды // Океанология. 2004. Т. 44, № 4. С. 485–494.
22. Гришаков Ф. Ф. Циркуляция вод, термохалинная структура и положение зон вергенций западных областей тропической и Субтропической Атлантики: дис. ... канд. геогр. наук. М., 1980. 261 с.
23. Гриценко В. А., Трушевский А. В., Тараненко М. А. Географические науки. Исследование сезонной и межгодовой изменчивости теплозапаса поверхностного слоя Атлантического океана по спутниковым данным // Вопросы современной науки: проблемы, тенденции и перспективы: XXIV Междунар. науч.-практ. конф., 13 мая, 2018 г. М., 2018. Т. 2. С. 5. (Научный журнал Chronos).
24. Гулев С. К. О чувствительности балансовых расчетов меридионального переноса тепла к оценкам отдельных параметров // Мор. гидрофиз. журн. 1990. № 5. С. 59–62.
25. Гулев С. К., Лаппо С. С. Зональный климат мирового океана. Фазовые различия, тепловые потоки, межширотный обмен // Метеорол. и гидрол. 1988. № 1. С. 64–71.
26. Гулев С. К., Лаппо С. С., Рождественский А. Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан – атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 335 с.
27. Гулев С. К., Лаппо С. С., Тихонов В. А. Межгодовая динамика интегральных характеристик теплового взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой // Изв. АН СССР. ФАО. 1988. Т. 24, № 8. С. 861–872.

28. Демидов А. Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике // Океанология. 2003. Т. 43, № 2. С. 165–175.
29. Демидов А. Н., Добролюбов С. А. Меридиональный перенос тепла в океанах по данным широтных разрезов // Метеорол. и гидрол. 2001. № 10. С. 40–47.
30. Демидов А. Н., Морозов Е. Г., Нейман В. Г. Структура и изменчивость глубинных вод в разломе Романш // Докл. Акад. наук. 2006. Т. 410, № 3. С. 1–5.
31. Демидов А. Н., Филюшкин Б. Н., Кожелупова Н. Г. Обнаружение средиземноморских линз в Атлантическом океане по измерениям профилографов проекта “АРГО” // Океанология. 2012. Т. 52, № 2. С. 190–199.
32. Демин Ю. Л., Ибраев Р. А. Модель динамики океана // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. М.: Институт вычислительной математики РАН, 1992. 42 с.
33. Джиганшин Г. Ф., Крашенинникова С. Б. Механизм взаимодействия Флоридского течения, свердруповского переноса и Североатлантического колебания // Сб. Экология моря. 2009. Вып. 78. С. 50–54.
34. Джиганшин Г. Ф., Крашенинникова С. Б., Полонский А. Б. Межгодовая изменчивость характеристик внутригодового цикла Флоридского течения // Системы контроля окружающей среды : сб. науч. тр. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2009. С. 314–317.
35. Джиганшин Г. Ф., Крашенинникова С. Б., Полонский А. Б. Низкочастотная изменчивость расхода Флоридского течения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2009. Вып. 19. С. 415–421.
36. Джиганшин Г. Ф., Полонский А. Б. Низкочастотная изменчивость расхода Гольфстрима: описание и механизмы // Мор. гидрофиз. журн. 2009. № 3. С. 30–49.
37. Джиганшин Г. Ф., Полонский А. Б. Североатлантическое колебание и изменчивость характеристик деятельного слоя океана // Изв. РАН. Сер. ФАО. 2003. Т. 39, № 4. С. 354–364.
38. Джиганшин Г. Ф., Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Влияние межгодовой изменчивости поля ветра в субтропическом круговороте на расходы Гольфстрима // Системы контроля окружающей среды : сб. науч. тр. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2006. С. 296–299.
39. Добровольский А. Д. Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1, № 1. С. 12–24.
40. Добролюбов С. А. Меридиональная и межокеанская циркуляция вод океана: роль в глобальном гидрологическом и энергетическом цикле // Информационный бюллетень РФФИ. 1998. № 6.
41. Добролюбов С. А., Демидов А. Н. Потоки массы, тепла и пресной воды на разрезах по 60° с. ш. в Северной Атлантике // Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука, 2006. Т. 1. С. 92–109.

42. Добролюбов С. А., Климчук Е. И. Свердруповский перенос вод в Северной Атлантике // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 2016. № 2. С. 25–31.
43. Добролюбов С. А., Терещенков В. П., Соков А. В. Сравнительный анализ характеристик водных масс на трансатлантическом разрезе по 36° с. ш. // Океанология. 1995. Т. 35, № 6. С. 817–823.
44. Дунец А. А., Климок В. И., Полонский А. Б. Баланс массы и переносы тепла в Экваториальной Атлантике // Мор. гидрофиз. журн. 1991. № 1. С. 22–29.
45. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. М.: Гидрометеиздат, 1947. 430 с.
46. Иванов Ю. А., Нейман В. Г. Гидрологические условия района западных пограничных течений Тропической Атлантики // Океанологические исследования в Атлантическом океане. Калининград, 1997. С. 13–19. (Тр. АтлантНИРО; № 72).
47. Каган Б. А., Цанкова И. С. Пространственно-временная изменчивость теплосодержания в Мировом океане // Метеорол. и гидрол. 1987. № 4. С. 66–71.
48. Калацкий В. И., Нечволодов Л. В. Оценка переноса тепла течениями в деятельном слое Северной Атлантики // Метеорол. и гидрол. 1987. № 6. С. 81–87.
49. Каменкович В. Н., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.
50. Карлин Л. Н., Малинин В. Н., Гордеева С. М. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме // Океанология. 2013. Т. 53, № 4. С. 454–462.
51. Карнаухов А. В. Динамика оледенений в Северном полушарии как автоколебательный релаксационный процесс // Биофизика. 1994. Т. 39, № 6. С. 1094–1098.
52. Коротаев Г. К. Теоретическое моделирование синоптической изменчивости океана. Киев: Наук. думка, 1988. 160 с.
53. Коротаев Г. К. Формирование меридионального переноса тепла в Мировом океане // Теория динамических процессов в океане. Севастополь, 1983. С. 5–15.
54. Кошляков М. Н., Тараканов Р. Ю. Водные массы тихоокеанской Антарктики // Океанология. 1999. Т. 39, № 1. С. 5–15.
55. Крашенинникова С. Б. Низкочастотная изменчивость меридиональных переносов массы и тепла в Субтропической Атлантике // Системы контроля окружающей среды : сб. науч. тр. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2013. Вып. 19. С. 166–169.
56. Крашенинникова С. Б., Демидов А. Н. Меридиональный перенос водных масс на разрезе ~ 26° с. ш. в Атлантике по данным прямых измерений и океанических реанализов // Морские исследования и образование: MARESEDU-2017 : тр. VI Междунар. науч.-практ. конф., 30 окт. – 2 нояб., 2017. Москва, 2017. С. 94–97.
57. Крашенинникова С. Б., Полонский А. Б. Меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике // Системы контроля окружающей среды : сб. науч. тр. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2005. С. 251–254.

58. Крашенинникова С. Б., Полонский А. Б. Меридиональная циркуляция и перенос тепла в Северной Атлантике по данным контактных наблюдений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов. 2014. Вып. 28. С. 269–275.
59. Кукса В. И. Промежуточные воды Мирового океана. М.: Гидрометеиздат, 1983. 270 с.
60. Лаппо С. С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М., 1984. С. 125–129.
61. Лаппо С. С., Алексеев Г. В., Ефимов В. В. Об океанологических результатах работ программы «Разрезы» // Изв. АН. Сер.: ФАО. 1995. Т. 31, № 3. С. 392–403.
62. Лаппо С. С., Добролюбов С. А., Лозовацкий И. Д. и др. Трансформация вод антарктического происхождения и меридиональный перенос в Атлантике к северу от экватора по данным квазизонального разреза 2000 г. // Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука, 2006. Т. 1. С. 15–32.
63. Малинин В. Н. Гольфстрим и климат Европы // Общество. Среда. Развитие. 2012. № 1 (22). С. 214–220.
64. Морозов Е. Г., Демидов А. Н., Тараканов Р. Ю. Перенос Антарктических вод в глубоководных каналах Атлантики // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 6. С. 815.
65. Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам // Докл. Акад. наук. 2008. Т. 419, № 5. С. 687–690.
66. Нелепо Б. А., Булгаков Н. П., Тимченко И. Е. и др. Синоптические вихри в океане. Киев: Наук. думка, 1980. 288 с.
67. Нелепо Б. А., Коротаев Г. К. Структура синоптической изменчивости по данным гидрологических съемок на полигоне «Полимоде» // Мор. гидрофиз. иссл. 1979. № 3. С. 5–20.
68. Нестеров Е. С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада ЛТД, 2013. 144 с.
69. Полонский А. Б. Атлантическая мультideкадная осцилляция и ее проявления в Атлантико-Европейском регионе // Мор. гидрофиз. журн. 2008. № 4. С. 69–79.
70. Полонский А. Б. Горизонтально-неоднородный деятельный слой океана и его моделирование / Мор. гидрофиз. ин-т. Севастополь; Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1989. 234 с.
71. Полонский А. Б. Действительно ли наблюдается потепление промежуточных вод субтропического круговорота в Северной Атлантике // Мор. гидрофиз. журн. 2000. № 6. С. 76–81.
72. Полонский А. Б. Роль океана в изменениях климата. Киев: Наук. думка, 2008. 184 с.

73. Полонский А. Б. Циркуляция вод Тропической Атлантики и меридиональный перенос тепла // Мор. гидрофиз. журн. 1985. № 1. С. 58–62.
74. Полонский А. Б., Башарин Д. В. Скорость роста глобальной приземной температуры воздуха, рассчитанная по данным реанализа за 1871–2008 гг. // Доп. Нац. акад. наук України. 2012. № 12. С. 99–104.
75. Полонский А. Б., Башарин Д. В., Воскресенская Е. Н. и др. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии // Мор. гидрофиз. журн. 2004. № 2. С. 42–59.
76. Полонский А. Б., Воскресенская Е. Н. Низкочастотная изменчивость меридиональных дрейфовых переносов в Северной Атлантике // Метеорол. и гидрол. 1996. № 7. С. 89–100.
77. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Оценка океанического меридионального переноса тепла в Субтропической Атлантике // Мор. гидрофиз. журн. 2006. № 1. С. 3–15.
78. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Оценка дрейфовых меридиональных переносов в Северной Атлантике // Системы контроля окружающей среды: Средства, модели и мониторинг : сб. науч. тр. / НАН Украины, Мор. гидрофиз. ин-т. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. С. 263–266.
79. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Пространственно-временная изменчивость дрейфовых меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике // Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології; інтеграція освіти і науки: матеріали міжнар. наук. конф., 26–28 вересня 2007 р., Одеса. Одеса, 2007. С. 62.
80. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Изменчивость вертикальной структуры течений в западной части Субтропической Атлантики и меридиональный перенос тепла // Мор. гидрофиз. журн. 2015. № 3. С. 37–52. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2015-3-37-52>.
81. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике и тенденции его изменений во второй половине XX века // Мор. гидрофиз. журн. 2007. № 1. С. 45–59.
82. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Низкочастотная изменчивость дрейфовых и интегральных меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. Вып. 50, ч. 2. С. 196–201.
83. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б. Пространственно-временная изменчивость меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике // Мор. гидрофиз. журн. 2010. № 6. С. 24–41.
84. Полонский А. Б., Крашенинникова С. Б., Башарин Д. В. Междесятилетняя изменчивость дрейфовых меридиональных тепломассопереносов в Северной Атлантике и ее связь с Атлантической мультидекадной осцилляцией // Метеорол. и гидрол. 2017. № 10. С. 46–57.
85. Сарафанов А. А., Соков А. В., Фалина А. С. Потепление и осолонение

Лабрадорской водной массы и глубинных вод в Субполярной Северной Атлантике на 60° с. ш. в 1997–2006 гг. // Океанология. 2009. Т. 49, № 2. С. 209–221.

86. Саркисян А. С. Сорок лет открытию роли совместного эффекта бароклинности и рельефа дна в моделировании климатических характеристик океана // Изв. РАН. Сер.: ФАО. 2006. Т. 42, № 5. С. 582–603.

87. Семенов В. А., Мохов И. И., Полонский А. Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата в Северном полушарии // Мор. гидроф. журн. 2014. № 4. С. 14–27.

88. Сизов А. А. О крупномасштабной изменчивости циркуляции и теплового состояния атмосферы и океана в Северной Атлантике // Мор. гидрофиз. журн. 1991. № 5. С. 22–26.

89. Соков А. В. Долговременная изменчивость крупномасштабной циркуляции вод Северной Атлантики во второй половине XX века : дис. ... д-ра геогр. наук / Ин-т океанол. им. П. П. Ширшова РАН. М., 2012. 196 с.

90. Соков А. В., Морозов Е. Г., Шаповалов С. М. и др. Структура вод в Экваториальной Атлантике по данным трансатлантического разреза 2000 г. // Океанология. 2002. Т. 42, № 1. С. 5–10.

91. Степанов В. Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. М.: «Знание», 1974. С. 118–140.

92. Стоммел Г. Гольфстрим. Физическое и динамическое описание : пер. с англ. М.: Мир, 1963. 250 с.

93. Стоммел Г. Обзор теории морских течений // Проблемы океанической циркуляции. М.: Мир, 1965. С. 5–14.

94. Стоммел Г., Аронс А. Абиссальная циркуляция в Мировом океане // Проблемы океанической циркуляции. М.: Мир, 1965. С. 204–232.

95. Суховей В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана. Киев: Наук. думка, 1977. 215 с.

96. Суховей В. Ф., Рубан И. Г. Особенности системы течений на акватории Тихого океана к востоку от Австралии // Укр. гідрометеорол. журн. 2011. № 8. С. 214–233.

97. Тимофеев В. Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.

98. Тимофеев Н. А., Юровский А. В. Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. 256 с.

99. Фалина А. С. Межгодовая изменчивость характеристик водных масс субполярной Северной Атлантики на трансатлантическом разрезе по 60° с. ш. // Океанология. 2005. Т. 45, № 4. С. 504–517.

100. Фалина А. С., Сарафанов А. А., Соков А. В. К вопросу об обновлении лабрадорской водной массы в бассейне Ирмингера // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 4. С. 533–538.
101. Филюшкин Б. Н. и др. Особенности формирования и распространения средиземноморской водной массы на промежуточных глубинах Атлантического океана // *Водные массы океанов и морей*. М.: Макс Пресс, 2007. С. 92–129.
102. Хлыстов Н. З. Структура и динамика вод Тропической Атлантики. К.: Наук. думка, 1976. 176 с.
103. Чепурин Г. А. Влияние вертикального сдвига средних скоростей течений на характеристики синоптической изменчивости в океане : дис. ... канд. физ.-мат. наук / АН УССР, Мор. гидрофиз. ин-т. Севастополь, 1985. 122 с.
104. Янес А. В. Сезонная изменчивость термохалинного состояния вод Фареро-Шетландского порога и водообмен через него // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 89–105.
105. Adamec D., Rienecker M. M., Vukovich J. M. The time-varying characteristics of the meridional Ekman heat transport for the World Ocean // *J. of Phys. Oceanogr.* 1993. Vol. 23, no. 12. P. 2704–2716.
106. Ambar I. A shallow core of Mediterranean water off western Portugal // *Deep-Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Papers.* 1983. Vol. 30, no. 6. P. 677–680. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90045-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90045-6).
107. Andrié C., et al. Chlorofluoromethane distributions in the deep equatorial Atlantic during January–March 1993 // *Deep-Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Papers.* 1998. Vol. 45, no. 6. P. 903–930.
108. Arhan M., et al. Hydrographic sections across the Atlantic at 7°30'N and 4°30'S // *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers.* 1998. Vol. 45, no. 6. P. 829–872.
109. Arons A. B., Stommel H. On the abyssal circulation of the world ocean—III. An advection-lateral mixing model of the distribution of a tracer property in an ocean basin // *Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 1967. Vol. 14, no. 4. P. 441–457.
110. Centurioni L. R., Gould W. J. Winter conditions in the Irminger Sea observed with profiling floats // *J. Mar. Res.* 2004. Vol. 62, no. 3. P. 313–336. <https://doi.org/10.1357/0022240041446209>.
111. Bacon S., Gould W. J., Jia Y. Open-ocean convection in the Irminger Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30, no. C5. P. 1246 (4 p.). <https://doi.org/10.1029/2002GL016271>.
112. Baehr J., Hirschi J., Beismann J. O., et. al. Monitoring the meridional overturning circulation in the North Atlantic: A model-based array design study // *J. Mar. Res.* 2004. Vol. 62, no. 3. P. 283–312. <https://doi.org/10.1357/0022240041446191>.

113. Baringer M. O'N., Larsen J. C. Sixteen years of Florida Current transport at 27 °N // *Geophys. Res. Lett.* 2001. Vol. 28, no. 16. P. 3179–3182. <https://doi.org/10.1029/2001GL013246>.
114. Baum J. K., Myers R. A. Shifting baselines and the decline of pelagic sharks in the Gulf of Mexico // *Ecol. Lett.* 2004. Vol. 7, iss. 2. P. 135–145. <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2003.00564.x>.
115. Bengtsson L., Arkin P., Berrisford P., et al. The need for a dynamical climate reanalysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2007. Vol. 88. P. 495–501. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-4-495>.
116. Bersch M., Yashayaev I., Koltermann K. P. Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic // *Ocean Dyn.* 2007. Vol. 57, iss. 3. P. 223–235. <https://doi.org/10.1007/s10236-007-0104-7>.
117. Bernstein R. L., White W. B. Time and length scale of baroclinic eddies in the Central North Pacific ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1974. Vol. 4, no. 4. P. 613–624. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1974\)004<0613:TALSOB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1974)004<0613:TALSOB>2.0.CO;2).
118. Boning C. W., Doscher R., Isemer H.-J. Monthly mean wind stress and Sverdrup transports in the North Atlantic: A comparison of Hellerman – Rosenstein and Isemer – Hasse climatologies // *J. Phys. Oceanogr.* 1991. Vol. 21, no. 2. P. 221–235. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0221:MMWSAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0221:MMWSAS>2.0.CO;2).
119. Borenäs K. M., Lundberg P. On the deep-water flow through the Faroe Bank Channel // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93, iss. C2. P. 1281–1292. <https://doi.org/10.1029/JC093iC02p01281>.
120. Bourles B., Molinari R. L., Johns E., et. al. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, iss. C1. P. 1361–1375. <https://doi.org/10.1029/1998JC900025>.
121. Brennecke W. Die ozeanographischen Arbeiten der deutschen antarktischen Expedition 1911–12 // *Aus dem Arciv der Deutschen Seewarte.* 1921. Vol. 39. P. 1–216.
122. Broecker W. S. The great ocean conveyor // *Oceanography.* 1991. Vol. 4, no. 2. P. 79–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.191.07>.
123. Broecker W. S., Peteet D. M., Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? // *Nature.* 1985. Vol. 315. P. 21–26.
124. Bryan K. Poleward heat transport by the oceans: observations and models // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1982. Vol. 10, no. 1. P. 15–38. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.10.050182.000311>.
125. Bryan K. Seasonal variation in meridional overturning and poleward heat transport in the Atlantic and Pacific oceans: a model study // *J. Mar. Res.* 1982b. Vol. 40. P. 39–53.
126. Bryden H. L., Brady E. C. Eddy momentum and heat fluxes and their effects on the circulation of the Equatorial Pacific ocean // *J. Mar. Res.* 1989. Vol. 47, iss. 1. P. 55–79.

127. Bryden H. L., Johns W. E., Saunders P. M. Deep Western Boundary Current East of Abaco: Mean structure and transport // *J. Mar. Res.* 2005. Vol. 63, iss. 1. P. 35–57.
128. Bryden H. L., Hall M. M. Heat transport by currents across 25°N latitude in the Atlantic Ocean // *Science*. 1980. Vol. 207, no. 4433. P. 884–886. <https://doi.org/10.1126/science.207.4433.884>.
129. Bryden H. L., Longworth H. R., Cunningham S. A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N // *Nature*. 2005. Vol. 438. P. 655–657. <https://doi.org/10.1038/nature04385>.
130. Budyko M. I. (Ed.). *Atlas of the Heat Balance of the Earth*. Moscow: Gidrometcorozdat, 1963. 69 p.
131. Bumpke K., Karger U., Uhlig K. Measurements of turbulent fluxes of momentum and sensible heat over the Labrador Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. Vol. 32, no. 2. P. 401–410. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0401:MOTFOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0401:MOTFOM>2.0.CO;2).
132. Bunker A. F. Computation of surface energy flux and annual air–sea interaction cycles of the North Atlantic ocean // *Month. Weath. Rev.* 1976. Vol. 104, no. 9. P. 1122–1140. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1976\)104<1122:COSEFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1976)104<1122:COSEFA>2.0.CO;2).
133. Chereskin T. K., Roemmich D. A comparison of measured and wind-derived Ekman transport at 11°N in the Atlantic ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1991. Vol. 21, no. 6. P. 869–878. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0869:ACOMAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0869:ACOMAW>2.0.CO;2).
134. Chidichimo M. P., Kanzow T., Cunningham S. A., et al. The contribution of eastern-boundary density variations to the Atlantic meridional overturning circulation at 26,5°N // *Ocean Science*. 2010. Vol. 6, iss. 2. P. 475–490. <https://doi.org/10.5194/os-6-475-2010>.
135. Church J. A. A Change in Circulation? // *Science*. 2007. Vol. 317, iss. 5840. P. 908–909. <https://doi.org/10.1126/science.1147796>.
136. Compo G. P., Whitaker J. S., Sardeshmukh P. D., et al. The twentieth century reanalysis project // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 137. P. 1–28. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-2-175>.
137. Connary S. D., Ewing M. Penetration of Antarctic bottom water from the Cape Basin into the Angola Basin // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79, iss. 3, P. 463–469. <https://doi.org/10.1029/JC079i003p00463>.
138. Cooper L. H. N. Factors affecting the distribution of silicate in the North Atlantic Ocean and the formation of North Atlantic deep water // *J. Mar. Biol. Ass. UK*. 1952. Vol. 30, iss. 3. P. 511–526. <https://doi.org/10.1017/S0025315400012947>.
139. Cunningham S. A., Haine T. W. N. Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic. Part I: A synoptic circulation inferred from a minimum in potential vorticity // *J. Phys. Oceanogr.* 1995. Vol. 25, no. 4. P. 649–665. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<0649:LSWITE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0649:LSWITE>2.0.CO;2).
140. Cunningham S. A., Kanzow T., Rayner D., et al. Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N // *Science*. 2007. Vol. 317, iss. 5840. P. 935–938. <https://doi.org/10.1126/science.1141304>.

141. Cunningham S. A., Roberts C. D., Frajka-Williams E., et. al. Atlantic Meridional Overturning Circulation slowdown cooled the subtropical ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. iss. 23. P. 6202–6207. <https://doi.org/10.1002/2013GL058464>.
142. Curry R., Dickson B., Yashayaev I. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades // *Nature*. 2003. Vol. 426. P. 826–829.
143. Curry R. G., McCartney M. S. Labrador Sea Water Carries Northern Climate Signal South. Subpolar Signals Appear Years Later at Bermuda // *Oceanus*. 1996. Vol. 39, no. 2. P. 24–28.
144. Curry R. G., McCartney M. S. Ocean Gyre Circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. Vol. 31, no. 12. P. 3374–3400. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<3374:OGCCAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<3374:OGCCAW>2.0.CO;2).
145. Da Silva A. M., Young C. C., Levitus S. Atlas of Surface Marine Data. Vol. 1: Algorithms and Procedures. U. S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, 1994. 74 p. (NOAA Atlas NESDIS; no. 6).
146. Defant A. Stable stratification in oceans and associated current systems // *Veroeff. Inst. Meer. Univ. Berlin, Nerfolge A.* 1929. Vol. 19.
147. Defant A. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff “Meteor” 1925–1927. De Gruyter, 1941. Vol. 6. P. 191–260.
148. Delworth T. L., Mann M. E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere // *Clim. Dyn.* 2000. Vol. 16, iss. 9. P. 661–676. <https://doi.org/10.1007/s003820000075>.
149. Dickson R. R., Gimtrowicz E. M., Watson A. J. Deep-water renewal in the northern North Atlantic // *Nature*. 1990. Vol. 344. P. 848–850.
150. Dickson B., Yashayaev I., Meincke J., Turrell B., Dye S., Holfort J. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades // *Nature*. 2002. Vol. 416. P. 832–837.
151. Dickson R. R., Brown J. The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates, and pathways // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 1994. Vol. 99, iss. C6. P. 12319–12341. <https://doi.org/10.1029/94JC00530>.
152. Dinezio P. N., Gramer L. J., et. al. Observed Interannual Variability of the Florida Current: Wind Forcing and the North Atlantic Oscillation // *J. Phys. Oceanogr.* 2009. Vol. 39, no. 3. P. 721–736. <https://doi.org/10.1175/2008JPO4001.1>.
153. Dobrolubov S. A., Tereschenkov V. P., Socov A. V. Water mass distribution on 36°N in the Atlantic ocean in 1993 // *Oceanology*. 1995. Vol. 35. P. 817–823.
154. Duchez A., et al. Seasonal to interannual variability in density around the Canary Islands and their influence on the Atlantic meridional overturning circulation at 26°N // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 3. P. 1843–1860. <https://doi.org/10.1002/2013JC009416>.

155. Enfield D. B., Mestas-Nunez A. M. and Trimble P. J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U. S. // *Geophys. Res. Lett.* 2001. Vol. 28, iss. 10. P. 2077–2080. <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>.
156. Fiekas V., Leach H., Mirbach K.-J., Woods J. D. Mesoscale instability and upwelling. Part 1. Observations at the North Atlantic intergyre front // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. Vol. 24, no. 8. P. 1750–1758. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1994\)024](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024).
157. Fillenbaum E. R., Lee T. N., Johns W. E., et al. Meridional Heat Transport Variability at 26.5°N in the North Atlantic // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. Vol. 27. No. 1. P. 153–174. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027).
158. Fischer J., Schott F. A. Seasonal transport variability of the Deep Western Boundary Current in the equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.: Oceans* (1978–2012). 1997. Vol. 102, iss. C13. P. 27751–27769. <https://doi.org/10.1029/97JC02327>.
159. Florida Current cable data 2000–2008 yy. /www.aoml.gov/phod/floridacurrent/
160. Fogelqvist E., Blindheim J., Tanhua T., Østerhus S., Buch E., Rey F. Greenland–Scotland overflow studied by hydro-chemical multivariate analysis // *Deep-Sea Res. Pt 1: Oceanogr. Res. Papers.* 2003. Vol. 50, iss. 1. P. 73–102. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00131-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00131-0).
161. Foster T. D., Carmack E. C. Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea // *Deep-Sea Res. and Oceanogr. Abstr.* 1976. Vol. 23, iss. 4. P. 301–317. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90872-X](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90872-X).
162. Friedrichs M. A., Hall M. M. Deep circulation in the tropical North Atlantic // *J. Mar. Res.* 1993. Vol. 51, no. 4. P. 697–736. <https://doi.org/10.1357/0022240933223909>.
163. Freeland H. J., Rhines P. B., Rossby T. Statistical observations of the trajectories of neutrally buoyant floats in the North Atlantic // *J. Mar. Res.* 1975. Vol. 33, no. 3. P. 383–404.
164. Fu L. L. Observations and models of inertial waves in the deep ocean // *Rev. Geophys.* 1981. Vol. 19, iss. 1. P. 141–170. <https://doi.org/10.1029/RG019i001p00141>.
165. Fu Y., Karstensen J., Brandt P. Atlantic meridional overturning circulation at 14,5°N and 24,5°N during 1989/1992 and 2013/2015: Volume, heat and freshwater fluxes // *Ocean Sci. Discuss.* 2017. Vol. 14, no. 4. P. 589–616. <https://doi.org/10.5194/os-2017-87>.
166. Fu L. L., Keffer T., Niller P. P., Wunsch C. Observations of mesoscale variability in the western North Atlantic: comparative study // *J. Marine. Res.* 1982. Vol. 40, no. 3. P. 809–849.
167. Fuglister F. C. Annual variations in current speeds in the Gulf Stream system // *J. Mar. Res.* 1951. Vol. 10, no. 1. P. 119–127.
168. Fuglister F. G. Multiple currents in the Gulf Stream System // *Tellus.* 1951. Vol. 3. P. 230–233.
169. Ganachaud A., Wunsch C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data // *Nature.* 2000. Vol. 408. P. 453–457.

170. Gnanadesikan A. A simple predictive model for the structure of the oceanic pycnocline // *Science*. 1999. Vol. 283. P. 2077–2079.
171. Gordon A. L., Molinelli E., Baker T. Large-scale relative dynamic topography of the Southern Ocean // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 1978. Vol. 83, no. C6. P. 3023–3032.
172. Gregory J. M., Banks H. T., Stott P. A., Lowe J. A. and Palmer M. D. Simulated and observed decadal variability in ocean heat content // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31, iss. 15. Article L15312. <https://doi.org/10.1029/2004GL020258>.
173. Grist J. P., Josey S. A., Marsh R., Good S. A., Coward A. C., de Cuevas B. A., Alderson S. G., New A. L., Madec G. The roles of surface heat flux and ocean heat transport convergence in determining Atlantic Ocean temperature variability // *Ocean Dyn.* 2010. Vol. 60, iss. 4. P. 771–790. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0292-4>.
174. Gulev S. K., Barnier B., Knochel H., Molines J.-M., Cottet M. Water Mass Transformation in the North Atlantic and Its Impact on the Meridional Circulation: Insights from an Ocean Model Forced by NCEP-NCAR Reanalysis Surface Fluxes // *J. Clim.* 2003. Vol. 16, no. 19. P. 3085–3110. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3085:WMTITN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3085:WMTITN>2.0.CO;2).
175. Gulev S. K., Latif M., Keenlyside N., et. al. North Atlantic Ocean Control on Surface Heat Flux at Multidecadal Timescale // *Nature*. 2013. Vol. 499. P. 464–467.
176. Gunn J. T., Watt D. R. On the currents and water masses north of the Antilles/Bahamas Arc // *J. Mar. Res.* 1982. Vol. 40. P. 1–48.
177. Gouretski V. V., Koltermann K. P. Global hydrographic climatology – a technical report // *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*. 2004. Nr. 35. 55 p.
178. Haar T. H. V., Oort A. H. New estimate of annual poleward energy transport by Northern Hemisphere oceans // *J. Phys. Oceanogr.* 1973. Vol. 3, no. 2. P. 169–172.
179. Häkkinen S., Rhines P. B., Worthen D. L. Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability // *Science*. 2011. Vol. 334, no. 6056. P. 655–659. <https://doi.org/10.1126/science.1205683>.
180. Hall M. M., Bryden H. L. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport // *Deep-Sea Res.* 1982. Vol. 29, no. 3A. P. 339–359.
181. Halliwell G. R., Peng Jr. J., Olson D. B. Stability of the Sargasso Sea subtropical frontal zone // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. Vol. 24. P. 1166–1183.
182. Hamilton P., Larsen J., Leaman K. D., Lee T. N., Waddell E. Transports through the Straits of Florida // *J. Phys. Oceanogr.* 2005. Vol. 35, no. 3. P. 308–322. <https://doi.org/10.1175/JPO-2688.1>.
183. Hameed S., Piontkovski S. The dominant influence of the Icelandic Low on the position of the Gulf Stream northwall // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31, iss. 9. P. 283–291. <https://doi.org/10.1029/2004GL019561>.
184. Hanawa K., Talley L. D. Mode waters // *Ocean Circulation and Climate*. N. Y.: Academic Press, 2001. Ch. 5.4. P. 373–386. (International Geophysics; vol. 77).

185. Hansen B., Turrell W. R., Østerhus S. Decreasing outflow from the Nordic seas into the Atlantic Ocean through the Faroe Bank channel since 1950 // *Nature*. 2001. Vol. 411. P. 927–930.
186. Harrison D. E. On climatological monthly mean wind stress and wind stress curl fields over the World Ocean // *J. Clim.* 1989. Vol. 2, no. 1. P. 57–70. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<0057:OCMMWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<0057:OCMMWS>2.0.CO;2).
187. Harvey J., Arhan M. The Water Masses of the Central North Atlantic in 1983–84 // *J. Phys. Oceanogr.* 1988. Vol. 18, no. 12. P. 1855–1875. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1855:TWMOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1855:TWMOTC>2.0.CO;2).
188. Hastenrath S. Heat Budget of Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. Vol. 10, no. 2. P. 159–170. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010).
189. Hastenrath S. On meridional heat transport in the world ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. Vol. 12, no. 8. P. 922–927. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0922:OMHTIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0922:OMHTIT>2.0.CO;2).
190. Hellerman S. An updated estimate of the wind stress on the World ocean // *Month. Wea. Rev.* 1967. Vol. 95, no. 9. P. 607–626. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1967\)095<0607:AUEOTW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1967)095<0607:AUEOTW>2.3.CO;2).
191. Hellerman S., Rosenshtain M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates // *J. Phys. Oceanogr.* 1983. Vol. 13, no. 4. P. 1093–1104. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1093:NMWSOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1093:NMWSOT>2.0.CO;2).
192. Hogg N. G. A note on the deep circulation of the Western North Atlantic: its nature and causes // *Deep-Sea Res. Pt A*. 1983. Vol. 30, iss. 9. P. 945–961. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90050-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90050-X).
193. Hsuing J. Estimates of Global Oceanic Meridional Heat Transport // *J. Phys. Oceanogr.* 1985. Vol. 15, no. 11. P. 1405–1413. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1985\)015<1405:EOGOMH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1985)015<1405:EOGOMH>2.0.CO;2).
194. Hsuing J., Newell R. E., Houghtby T. The Annual Cycle of Oceanic Heat Storage and Oceanic Meridional Heat Transport // *Quart. J. Royal Met. Soc. Pt A*. 1989. Vol. 115, iss. 485. P. 1–28. <https://doi.org/10.1002/qj.49711548502>.
195. Huhn O., Hellmer H. H., Rhein M., Rodehacke C., Roether W., Schodlok M. P., Schröder M. Evidence of deep-and bottom-water formation in the western Weddell Sea // *Deep-Sea Res. Pt II: Topical Studies in Oceanography*. 2008. Vol. 55, iss. 8–9. P. 1098–1116. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.12.015>.
196. IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis / Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (Eds). Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 44 p.
197. Iselin C. O'D. A study of the circulation of the western North Atlantic. Cambridge, MA: Woods Hole Oceanographic Institution, 1936. 102 p. (Woods Hole Oceanographic Institution; Contr. no. 108). <https://doi.org/10.1575/1912/1087>.
198. Iselin C. O'D. Preliminary report on long-period variations in the transport of the Gulf Stream System. Cambridge, MA: Woods Hole Oceanographic Institution, 1940. 40 p.

(Woods Hole Oceanographic Institution ; Contr. no. 261).
<https://doi.org/10.1575/1912/1048>.

199. Isemer H.-J., Hasse L. The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2: Air-Sea Interactions. Springer-Verlag, 1987. 252 p.

200. Jacobsen J. P. Contribution to the Hydrography of the North Atlantic // The Danish "Dana" Expedition in the north Atlantic and Gulf of Panama 1920–22. Oceanogr. Rep. No. 3. Copenhagen: Gyldendal, 1929.

201. Jayne S. R., Marotzke J. The oceanic eddy heat transport // J. Phys. Oceanogr. 2002. Vol. 32, no. 12. P. 3328–3345. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<3328:TOEHT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<3328:TOEHT>2.0.CO;2).

202. Johns W. E., Baringer M. O., Beal L. M., et al. Continuous, Array-Based Estimates of Atlantic Ocean Heat Transport at 26,5°N // J. Clim. 2011. Vol. 24, no. 10. P. 2429–2449. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3997.1>.

203. Johns W. E., Beal L. M., et al. Variability of Shallow and Deep Western Boundary Currents off the Bahamas during 2004–05: Results from the 26 °N RAPID–MOC Array // J. Phys. Oceanogr. 2008. Vol. 38, no. 4. P. 605–622. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3791.1>.

204. Johnson G. C. Quantifying Antarctic bottom water and North Atlantic deep water volumes // J. Geophys. Res.: Oceans. 2008. Vol. 113, no. C05027 [13 p.]. <https://doi.org/10.1029/2007JC004477>.

205. Josley S. A., Kent E. C., Taylor P. K. Wind Stress Forcing of the Ocean in the SOC Climatology: Comparisons with the NCEP–NCAR, ECMWF, UWM/COADS, and Hellerman and Rosenstein Datasets // J. Phys. Oceanogr. 2002. Vol. 32, no. 7. P. 1993–2019. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<1993:WSFOTO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<1993:WSFOTO>2.0.CO;2).

206. Jung G. H. Note on the meridional transport of energy by the oceans // J. Mar. Res. 1952. Vol. 11, no. 2. P. 139–146.

207. Jungclaus J. H., Hack H., Latif M., Mikolajewicz U. Arctic – North Atlantic Interactions and Multidecadal Variability of the Meridional Overturning Circulation // J. Clim. 2005. Vol. 18. P. 4013–4031.

208. Kanzow T., Cunningham S. A., Rayner D., et. al. Observed Flow Compensation Associated with the MOC at 26,5°N in the Atlantic // Science. 2007. Vol. 317, no. 5840. P. 938–941.

209. Kanzow T., Cunningham S. A., Johns W. E., et. al. Seasonal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26,5°N // J. Clim. 2010. Vol. 23. P. 5678–5698. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3389.1>.

210. Kawase M., Sarmiento J. L. Circulation and nutrients in middepth Atlantic waters // J. of Geophys. Res.: Oceans. 1986. Vol. 91, no. C8. P. 9749–9770.

211. Kerr R. A. The Atlantic conveyor may have slowed, but don't panic yet // Science. 2005. Vol. 310. P. 1403–1405.

212. Klepikov V. V. Hydrology of the Weddell Sea // Trudy Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii. 1963. No. 17. P. 45–93.
213. Knight J. R., Allan R. J., Folland C. K., et. al. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32, L20708. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL024233>.
214. Köhl A., Stammer D. Variability of the Meridional Overturning in the North Atlantic from the 50-Year GECCO State Estimation // J. Phys. Oceanogr. 2008. Vol. 38, no. 9. P. 1913–1930.
215. Koltermann K. P., Sokov A. V., et al. Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // Deep-Sea Res. 1999. Pt II. Vol. 46. P. 109–138. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(98\)00115-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(98)00115-5).
216. Krauss W. The North Atlantic Current // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, no. C4. P. 5061–5074.
217. Kraus E. B., Levitus S. Annual heat flux variations across the tropic circles // J. Phys. Oceanogr. 1986. Vol. 16, no. 8. P. 1479–1487.
218. Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M., et. al. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation // Rev. Geophys. 2007. Vol. 45. RG2001. <https://doi.org/10.1029/2004RG000166>.
219. Kwok R., Cunningham G. F., Wensnahan M., et al. Thinning and volume loss of Arctic sea ice: 2003–2008 // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114, C07005. <https://doi.org/10.1029/2009JC005312>.
220. Lamb P. J. Estimate of Annual Variation of Atlantic Ocean Heat Transport // Nature. 1981. Vol. 290, no. 4. P. 766–768. <https://doi.org/10.1038/290766a0>.
221. Lamb P. T., Bunker A. F. The annual march of heat budget of the north and tropical Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. 1982. Vol. 12, no. 12. P. 1388–1410.
222. Leaman K. D., Molinari R. L., Vertes P. S. Structure and variability of the Florida Current at 27°N: April 1982 – July 1984 // J. Phys. Oceanogr. 1987. Vol. 17. P. 565–583.
223. Larsen J. C., Sanford T. B. Florida current volume transports from voltage Measurements // Science. 1985. Vol. 227, no. 4684. P. 302–304.
224. Larqué L., Maamaatuaiahutapu K., Garçon V. On the intermediate and deep water flows in the South Atlantic Ocean // J. Geophys. Res.: Oceans. 1997. Vol. 102, no. C6. P. 12425–12440.
225. Latif M., Böning C., Willebrand J., et. al. Is the Thermohaline Circulation Changing? // J. Clim. 2006. Vol. 19, no. 18. P. 4631–4637.
226. Latif M., Roecker E., Botzet M., et. al. Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature // J. Clim. 2004. Vol. 17, no. 7. P. 1605–1614.

227. Lavin A., Bryden H. L., Parrilla G. Meridional transport and heat flux variations in the subtropical North Atlantic // *Global Atmos. Ocean. Syst.* 1998. Vol. 6. P. 269–293.
228. Lee T. N., Johns W. E., Zantop R. J., et. al. Moored observations of Western boundary current variability and termohaline circulation at 26,5°N in the Subtropical North Atlantic // *J. Phys. Oceanogr.* 1996. Vol. 26, no. 6. P. 962–983.
229. Lee T. N., Schott F. S., Zantop R. Florida current: Low-Frequency Variability as Observed with moored Current Meters during April 1982 to June 1983 // *Science*. 1985. Vol. 227, no. 4684. P. 285–297.
230. Leetmaa A., Bunker A. F. Updates charts of the mean annual wind stress convergences in the Ekman layers and Sverdrup transport in the North Atlantic // *J. Mar. Res.* 1978. Vol. 36, no. 3. P. 311–322.
231. Levitus S. Meridional Ekman Heat Fluxes for the World Ocean and Individual Ocean Basins // *J. Phys. Oceanogr.* 1987. Vol. 17, no. 9. P. 1484–1492.
232. Lozier M. S. Deconstructing the Conveyor Belt // *Science*. 2010. Vol. 238. P. 1507–1511.
233. Lozier J. R. N., Hendry R., Clarke A., et al. Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000 // *Deep-Sea Res. Pt 1*. 2002. Vol. 49. P. 1819–1835.
234. Lumpkin R., Speer K. Large-Scale Vertical and Horizontal Circulation in the North Atlantic Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2003. Vol. 33. P. 1902–1920.
235. Lumpkin R., Speer K. G., Koltermann K. P. Transport across 48°N in the Atlantic Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. Vol. 38, no. 4. P. 733–752.
236. Macdonald A. M., Wunsch C. An estimate of global ocean circulation and heat fluxes // *Nature*. 1996. Vol. 382. P. 436–439.
237. Mamayev O. I. Review of V. A. Bubnov's Water Circulation in the Equatorial Zone of the World Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990. 279 p.
238. Manabe S., Stouffer R. J. The role of thermohaline circulation in climate // *Tellus*. 1999. No. 51A. P. 91–109.
239. Mantyla A. W., Reid J. L. Abyssal characteristics of the World Ocean waters // *Deep-Sea Res. Pt A. Oceanogr. Res. Papers*. 1983. Vol. 30, no. 8. P. 805–833.
240. Martin T., Ruprecht E. Decadal variation of the North Atlantic meridional heat transport and its relation to atmospheric processes // *Geophys. Res. Lett.* 2007. Vol. 34, no. L04703. <https://doi.org/10.1029/2006GL028438>.
241. Martinson D., et al. Climate Research Committee. Natural Climate Variability on Decade-to-century Time Scales. Washington DC: National Academies Press, 1996. 630 p.
242. Marshall J., Speer K. Closer of the Meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling // *Nature Geoscience*. 2012. Vol. 5. P. 171–180.

243. Maul G. A., Chew F., Bushnell M., et. al. Sea level variation as an indicator of Florida current volume transport. Comparisons with direct measurements // *Science*. 1985. Vol. 227. P. 304–307.
244. Mayer D. A., Weisberg R. H. A Description of COADS Surface Meteorological Fields and the Implied Sverdrup Transports for the Atlantic Ocean from 30-Degrees-S to 60-Degrees-N // *J. Phys. Oceanogr.* 1993. Vol. 23, no. 10. P. 2201–2221.
245. Maul G. A., Chew F., Bushnell M., et. al. Sea level variations as an Indicator of Florida current volume transport: comparisons with direct measurements // *Science*. 1985. Vol. 227, no. 4684. P. 304–307.
246. McCartney M. S. Subantarctic Mode Water, in a Voyage of Discovery / M. Angel (Ed.). Oxford: Pergamon Press, 1977. P. 103–119.
247. McCarthy G., Frajka-Williams E., Johns W. E., et. al. Observed interannual variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N // *Geophys. Res. Lett.* 2012. Vol. 39, no. L19609. <https://doi.org/10.1029/2012GL052933>.
248. McCartney M. S., Talley L. D. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. Vol. 12, no. 11. P. 1169–1188.
249. McDowell S. E., Rossby H. T. Mediterranean water: An intense mesoscale eddy off the Bahamas // *Science*. 1978. Vol. 202, no. 4372. P. 1085–1087.
250. Meinen C. S. Structure of the North Atlantic Current in stream-coordinate and circulation in the Newfoundland basin // *Deep-Sea Res.* 2001. Vol. 48. P. 1553–1580.
251. Meinen C. S., Baringer M. O., Garcia R. F. Florida Current transport variability: An analysis of annual and longer period signals // *Deep-Sea Res. Pt 1*. 2010. Vol. 57, no 7. P. 835–846.
252. Meinen C. S., Garzoli S. L., Johns W. E., et. al. Transport variability of the Deep Western Boundary Current and the Antilles Current off Abaco Island, Bahamas // *Deep-Sea Res. Pt 1*. 2004. Vol. 51. P. 1397–1415.
253. Messias M. J., et al. Tracing the North Atlantic Deep Water through the Romanche and Chain fracture zones with chlorofluoromethanes // *Deep-Sea Res. Pt 1: Oceanogr. Res. Papers*. 1999. Vol. 46, no 7. P. 1247–1278.
254. Metadata Report for L:\users\bodc\requests\rn88004\rn88004.
255. Molinari R. L., Fine R. A., Johns E. The deep western boundary current in the tropical North Atlantic Ocean // *Deep-Sea Res. Pt A. Oceanogr. Res. Papers*. 1992. Vol. 39, no. 11–12. P. 1967–1984.
256. Molinari R. L., Johns E., Festa J. F. The annual cycle of meridional heat flux in the Atlantic ocean at 26.5°N // *J. Phys. Oceanogr.* 1990. Vol. 20, no. 3. P. 476–482. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020).
257. Molinari R. L., Wilson W. D., Leaman K. Volume and heat transports of Florida Current: April 1982 through august 1983 // *Science*. 1985. Vol. 227, no. 4684. P. 285–297.

258. Montgomery R. B. Fluctuations in the monthly sea level on the eastern U. S. Coast as related to dynamics of the western North Atlantic Ocean // J. Mar. Res. 1938. Vol. 1. P. 32–37.
259. Mosby H. The waters of the Atlantic Antarctic ocean. Sci. Results Norw. Antarct. Exped. 1927–1928. 1934. No. 1. P. 1–131.
260. Munk W. H. On the wind driven ocean circulation // J. Met. 1950. Vol. 7. P. 79–93.
261. Nansen F. Das Bodenwasser und die Abkühlung des Meeres. Mit 12 Abbildungen im Text // Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie. 1912. Vol. 5, no. 1. P. 1–42.
262. Niiler P. P., Richardson W. S. Seasonal variability of the Florida Current // J. Mar. Res. 1973. Vol. 31. P. 144–167.
263. Olson D. B., Schott F. A., Zantopp R. J., et. al. The mean circulation east of the Bahamas as determined from a recent measurement program and historical XBT data // J. Phys. Oceanogr. 1984. Vol. 14. P. 1470–1487.
264. Oort A. H., Haar T. H. V. On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere // J. Phys. Oceanogr. 1976. Vol. 6, no. 6. P. 781–800. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006).
265. Orsi A. H., Johnson G. C., Bullister J. L. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water // Progr. in Oceanogr. 1999. Vol. 43, no. 1. P. 55–109.
266. Oudot C., Morin P., Baurand F., et. al. Northern and southern water masses in the equatorial Atlantic: Distribution of nutrients on the WOCE A6 and A7 Lines // Deep-Sea Res. 1998. Pt I. Vol. 45. P. 873–902.
267. Pachauri R. K., et al. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014. 151 p.
268. Parker D. E. Recent land surface air temperature trends assessed using the 20th Century Reanalysis // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. No. D20125. P. 6.
269. Patterson S. L., Whitworth T. Antarctic sector of the Pacific // Elsevier Oceanography Series. 1990. Vol. 51. P. 55–93.
270. Patullo J., Munk W., Revelle R., Strong E. The seasonal oscillation in sea level // J. Mar. Res. 1955. Vol. 14. P. 88–156.
271. Perez-Hernandez M. D., Joyce T. M. Two modes of Gulf Stream variability revealed in the last two decades of satellite altimeter data // J. Phys. Oceanogr. 2014. Vol. 44, no. 1. P. 149–163. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0136.1>.
272. Pickart R. S. Water mass components of the North Atlantic deep western boundary current // Deep-Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Papers. 1992. Vol. 39, no. 9. P. 1553–1572.

273. Pickart R. S., Spall M. A., Lazier J. R. N. Mid-depth ventilation in the western boundary current system of the sub-polar gyre // *Deep-Sea Res.*, Pt I. 1997. Vol. 44. P. 1025–1054.
274. Pickart R. S., Spall M. A., Ribergaard M. H., et al. Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet // *Nature*. 2003. Vol. 424, no. 6945. P. 125–156.
275. Pickart R. S., Straneo F., Moore G. W. K. Is Labrador Sea Water formed in the Irminger basin? // *Deep-Sea Res.* 2003. Vol. 50, no. 1. P. 23–52.
276. Pickart R. S., Torres D. J., Clarke R. A. Hydrography of the Labrador Sea during active convection // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. Vol. 32, no. 2. P. 428–457.
277. Polonskii A. B., Shokurova I. G., Sukhonos P. A. Seasonal Variability of Wind Stress Curl and Vorticity of Surface Currents in the North Atlantic // *Phys. Oceanogr.* 2015. No. 2. P. 39–50. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2015-2-39-50>.
278. Rago T. A., Rossby H. T. Heat Transport into the North Atlantic Ocean North of 32°N Latitude // *J. Phys. Oceanogr.* 1987. Vol. 17, no. 7. P. 854–871. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017).
279. Rahmstorf S. On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation // *Clim. Dyn.* 1996. Vol. 12, no. 12. P. 799–811.
280. Rapphorst W. Van, Malschaert H., Haren H. Cross-slope zonation of erosion and deposition in the Faeroe-Shetland Channel, North Atlantic Ocean // *Deep-Sea Res.* Pt I. 2001. Vol. 48. P. 567–591.
281. Rayner D., Hirschi Jo el J.-M., Kanzow T., et. al. Monitoring the Atlantic meridional overturning circulation // *Deep-Sea Res.* Pt II. 2011. Vol. 58. P. 1744–753.
282. Reid J. L. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea // *Deep-Sea Res.* Pt A. 1979. Vol. 26. P. 1199–1223.
283. Reid J. L., Nowlin Jr W. D., Patzert W. C. On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1977. Vol. 7, no. 1. P. 62–91.
284. Richardson P. L. On the history of meridional overturning circulation schematic diagrams // *Progr. in Oceanogr.* 2008. Vol. 76, no. 4. P. 466–486.
285. Riser S. C., Rossby H. T. Quasi-lagrangian structure and variability of the subtropical western North Atlantic circulation // *J. Mar. Res.* 1983. Vol. 41. P. 127–162.
286. Rhein M., Stramma L., Send U. The Atlantic deep western boundary current: Water masses and transports near the equator // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 1995. Vol. 100, no. C2. P. 2441–2457.
287. Roemmich D. Estimation of Meridional Heat Flux in the North Atlantic by Inverse Methods // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. Vol. 10, no. 12. P. 1972–1983.

288. Roemmich D. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields // J. Phys. Oceanogr. 1983. Vol. 13. P. 1544–1549. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)).
289. Roemmich D. The balance of geostrophic and Ekman transports in the tropical Atlantic ocean // J. Phys. Oceanogr. 1983. Vol. 13. P. 1534–1539.
290. Roemmich D., Wunsch C. Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean // Deep-Sea Res. 1985. Vol. 32, no. 6. P. 619–664. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010).
291. Sandoval F. J., Weatherly G. L. Evolution of the deep western boundary current of Antarctic Bottom Water in the Brazil Basin // J. Phys. Oceanogr. 2001. Vol. 31, no. 6. P. 1440–1460.
292. Sarafanov A., Sokov A., Demidov A., et. al. Warming and salinification of intermediate and deep waters in the Irminger Sea and Iceland Basin in 1997–2006 // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34, no. L23609. <https://doi.org/10.1029/2007GL031074>.
293. Sarmiento L., Bryan K. An ocean transport model for the North Atlantic // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, no. C1. P. 394–408. <https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00394>.
294. Sato O. T., Rossby T. H. Seasonal and Low-Frequency Variability of the Meridional Heat Flux at 36°N in the North Atlantic // J. Phys. Oceanogr. 2000. Vol. 30, no. 3. P. 606–621. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030).
295. Sato O. T., Polito P. S. Comparison of the Global Meridional Ekman Heat Flux Estimated from Four Wind Sources // J. Phys. Oceanogr. 2005. Vol. 35, no. 1. P. 94–108.
296. Saunders P. M. The flux of dense cold overflow water south-east of Iceland // J. Phys. Oceanogr. 1996. Vol. 26. P. 85–95.
297. Schlesinger M. E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // Nature. 1994. Vol. 367, no. 6465. P. 723–726.
298. Schlitzer R. Ocean Data View. <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>, 2001.
299. Schmittner A., Latif M., Schneider B. Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32, no. L23710. <https://doi.org/10.1029/2005GL024368>.
300. Schmitz Jr W. J. On the World Ocean Circulation. Volume 1. Some Global Features / North Atlantic Circulation. Woods hole oceanographic institution MA, 1996. No. WHOI-96-08. Vol. 1. 240 p.
301. Schmitz W. J., McCartney M. S. On the North Atlantic circulation // Rev. Geophys. 1993. Vol. 31. P. 29–50.
302. Schmitz W. J., Richardson P. L. On the sources of the Florida Current // Deep-Sea Res. 1991. Vol. 38. P. 379–409.

303. Schmitz Jr W. J., Richardson P. L. On the transport of the Florida Current // Deep-Sea Res. 1968. Vol. 15, no. 6. P. 679–693. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90081-8](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90081-8).
304. Schott F., Zantopp R. Florida current: Seasonal and interannual Variability // Science. 1985. Vol. 227, no. 4684. P. 307–311. <https://doi.org/10.1126/science.227.4684>.
305. Serra N., Sadoux S., Ambar. I. Observations and Laboratory modeling of Meddy Generation at Cape St. Vincent // J. Phys. Oceanogr. 2002. V. 32, no. 1. P. 3–25. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)).
306. Siedler G. Die Häufigkeitsverteilung von Wasserarten im Ausstrombereich von Meeresstraßen // Kieler Meeresforschungen. 1968. Vol. 24, no. 2. P. 59–65.
307. Sijp W. P., England M. H. Effect of the Drake Passage throughflow on global climate // J. Phys. Oceanogr. 2004. Vol. 34, no. 5. P. 1254–1266. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034).
308. Sloyan B. M., Rintoul S. R. Circulation, renewal, and modification of Antarctic Mode and Intermediate Water // J. Phys. Oceanogr. 2001. Vol. 31, no. 4. P. 1005–1030. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)).
309. Smeed D. A., McCartney G. D., Cunningham S. A. Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004–2012 // Ocean Sci. 2014. Vol. 10. P. 29–38. <https://doi.org/10.5194/os-10-29-2014>.
310. Smeed D., McCarthy G., Rayner D., et. al. Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26°N from 2004 to 2015 / British Oceanographic Data Centre – Natural Environment Research Council. UK, 2016. <https://doi.org/10.5285/35784047-9b82-2160-e053-6c86abc0c91b>.
311. Smethie W. M., Fine R. A., Putzka A., et. al. Tracing the flow of North Atlantic Deep Water using chlorocarbons // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105, no. C6. P. 14297–14323. <https://doi.org/10.1029/1999JC900274>.
312. Speer K. G., McCartney M. S. Tracing lower North Atlantic deep water across the equator // J. Geophys. Res.: Oceans. 1991. Vol. 96, no. C11. P. 20443–20448.
313. Srokoz M. A., Baringer M., Bryden H., et. al. Past, present and future change in the Atlantic meridional overturning circulation // Am. Meteorol. Soc. 2012. Vol. 93. P. 1663–1676. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00151.1>.
314. Stammer D. On eddy characteristics, eddy transports, and mean flow properties // J. Phys. Oceanogr. 1998. Vol. 28. P. 727–739.
315. Stammer D., Wunsch C., Giering R., et al. Volume, heat, and freshwater transports of the global ocean circulation 1993–2000, estimated from a general circulation model constrained by World Ocean Circulation Experiment (WOCE) data // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108, no. C1. 3007. <https://doi.org/10.1029/2001JC001115>.

316. Stephens J. C., Marshall D. P. Dynamical pathways of Antarctic Bottom Water in the Atlantic // J. Phys. Oceanogr. 2000. Vol. 30, no. 3. P. 622–640.
317. Stommel H. The anatomy of the Atlantic // Scientific American. 1955. Vol. 192, no. 1. P. 30–35.
318. Stommel H. The Gulf Stream. A physical and dynamical description. 2nd ed. Cambridge: Calif. Press. ; Cambridge Univ., 1966. 248 p.
319. Swallow J. G. A deep eddy off cape St. Vincent // Deep-Sea Res. 1969. Vol. 16. P. 285–295.
320. Sverdrup H. U. Oceanography // Handbuch der Physik. Berlin: Springer, 1957. Vol. 48. P. 608–670.
321. Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H., et. al. The Oceans: Their physics, chemistry and general biology. New York: Prentice-Hall, 1942. 1104 p.
322. Swift J. H., Aagaard K., Malmberg S. A. The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic // Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 1980. Vol. 27, no. 1. P. 29–42.
323. Tait J. B. Hydrography of Faroe-Shetland Channel 1927–1952 // Scottish Home Depart. Mar. Res. 1957. No. 2. P. 1–309.
324. Talley L. D. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, Etats-Unis. International Conference on the Ocean observing system for Climate. OCEANOBS 99, October 1999, SAINT-RAPHAEL-France.
325. Talley L. D. Shallow, Intermediate, and Deep Overturning Components of the Global Heat Budget // J. Phys. Oceanogr. 2003. Vol. 33, no. 3. P. 530–560. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033).
326. Talley L. D., McCartney M. S. Distribution and circulation of Labrador Sea water // J. Phys. Oceanogr. 1982. Vol. 12, no. 11. P. 1189–1205. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012).
327. Taylor K. E., Stouffer R. J., and Meehl G. A. An overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2012. Vol. 93, no. 4. P. 485–498. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
328. Thorne P. W., Vose R. S. Reanalyses suitable for characterizing long-term trends: Are they really achievable? // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2010. Vol. 91, no. 3. P. 353–361. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2858.1>.
329. Toggweiler J. R., Samuels B. Effect of Drake passage on the global thermohaline circulation // Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers. 1995. Vol. 42, no. 4. P. 477–500. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)00012-U](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)00012-U).
330. Townsend T. L., Hurlburt H. E., Hogan P. J. Modeled Sverdrup flow in the North Atlantic from 11 different wind stress climatologies // Dyn. of Atmos. and Oceans. 2000. Vol. 32, no. 3–4. P. 373–417.

331. Trenberth K. E., Caron J. M. Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports // J. of Clim. 2001. Vol. 14, no. 16. P. 3433–3443. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014).
332. Trenberth K. E., Caron J. M., Sepaniak D. P. The atmospheric energy budget and implications for surfaces fluxes and ocean heat transports // Clim. Dyn. 2001. Vol. 17, no. 5. P. 259–276. <https://doi.org/10.1007/PL00007927>.
333. Trenberth K. E., Large W. G., Olson J. G. The mean Annual Cycle in Global Ocean Wind Stress // J. Phys. Oceanogr. 1990. Vol. 20, no. 11. P. 1742–1760. <https://doi.org/10.1007/s10236-007-0104-7>.
334. Tsuchiya M., Lukas R., Fine R. A., Firing E., Lindstrom E. Source waters of Pacific Equatorial Undercurrent // Prog. Oceanogr. 1989. Vol. 23, no. 2. P. 101–147. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90012-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90012-8).
335. Tsuchiya M., Talley L. D., McCartney M. S. An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator // Deep-Sea Res. Part A. 1992. Vol. 39. P. 1885–1917. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90004-D](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90004-D).
336. Van Aken H. M. The Oceanic Thermohaline Circulation: an introduction. Springer Science & Business Media, 2007. Vol. 39. P. 122.
337. Van Aken H. M., De Boer C. J. On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin // Deep-Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Papers. 1995. Vol. 42, no. 2. P. 165–189. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)00042-Q](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)00042-Q).
338. Van Aken H. M., Becker G. Hydrography and through-flow in the north- eastern North Atlantic Ocean: the NANSEN project // Progr. in Oceanogr. 1996. Vol. 38, no. 4. P. 297–346. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00005-0).
339. Vanicek M., Siedler G. Zonal fluxes in the deep water layers of the western South Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2002. Vol. 32, no. 8. P. 2205–2235. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032).
340. Visbeck M. Deep velocity profiling using Lowered Doppler Current Profilers: bottom track and inverse solutions // J. Atm. and Ocean. Tech. 2002. Vol. 19 (5). P. 794–807. <https://doi.org/10.1175/1520-0426>.
341. Visbeck M. Power of pull // Nature. 2007. Vol. 447. P. 383. <https://doi.org/10.1038/447383a>.
342. Wang C. Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate // Clim. dyn. 2007. Vol. 29, no. 4. P. 411–422. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0243-z>.
343. Wang X. L., Feng Y., Compo G. P., Zwiers F. W., Allan R. J., Swail V. R., Sardeshmukh P. D. Is the storminess in the Twentieth Century Reanalysis really inconsistent with observations? A reply to the comment by Krueger et al. (2013) // Clim. Dyn. 2014. Vol. 42, no. 3–4. P. 1113–1125. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1828-3>.
344. Warren B. A. Deep circulation of the World ocean // Evaluation of Physical Oceanography. Cambridge, MA: MIT Press, 1981. P. 6–41.

345. Williams M. O., Sherwin T. J. Mesoscale dynamics in the Faroes Channels. Norwich: HSE Books, 2002. 93 p. (Offshore Technology Report 2001/057).
346. Whitehead J. A. Surges of Antarctic bottom water into the North Atlantic // J. Phys. Oceanogr. 1989. Vol. 19, no. 6. P. 853–861.
347. Whitworth T., Orsi A. H., Kim S. J., Nowlin Jr W. D., Locarnini R. A. Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front // Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin. 1998. Vol. 75. P. 1–27. <https://doi.org/10.1029/AR075p0001>.
348. WOCE Global Data. Version 3.0 2002. WOCE International Project Office // WOCE Report № 180 / 02 Southampton, UK.
349. Worthington L. V. The 18 water in the Sargasso Sea // Deep-Sea Res. 1959. Vol. 5. P. 297–305. [https://doi.org/10.1016/0146-6313\(58\)90026-1](https://doi.org/10.1016/0146-6313(58)90026-1).
350. Worthington L. V. On the North Atlantic circulation. Baltimore: John Hopkins University Press, 1976. 110 p.
351. Worthington L. V. The Norwegian Sea as a mediterranean basin // Deep-Sea Res. Oceanographic Abstracts. 1970. Vol. 17, no. 1. P. 77–84.
352. Worthington L. V., Volkman G. H. The volume transport of the Norwegian Sea overflow water in the North Atlantic // Deep-Sea Res. 1965. Vol. 12, no. 5. P. 667 – 676. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-38-6_5.
353. Wunsch C. The North Atlantic circulation west of 50W determined by inverse methods // Rev. Geophys. Space Phys. 1978. Vol. 16. P. 583–620. <https://doi.org/10.1029/RG016i004p00583>.
354. Wunsch C. Where do ocean eddy heat fluxes matter? // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 13235–13249. <https://doi.org/10.1029/1999JC900062>.
355. Wunsch C., Hansen D. V., Zetler B. D. Fluctuations of the Florida Current inferred from sea level records // Deep-Sea Res. 1969. Vol. 16. P. 447–470.
356. Wunsch C., Heimbach P. Estimated decadal changes in the North Atlantic meridional overturning circulation and heat flux 1993–2004 // J. Phys. Oceanogr. 2006. Vol. 36. P. 2012–2024. <https://doi.org/10.1175/JPO2957.1>.
357. Wüst G. Florida and Antillean storm. Berlin U., Institut für Meereskunde, Veröff., N. F., A. Geogr.-naturwiss, Reihe, Heft 12, 1924. P. 48.
358. Wüst G. The stratosphere of the Atlantic Ocean // Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. Meteor. 1935. Vol. 6, pt. 1. P. 109–288.
359. Wüst G. Thermometric measurement of depth // The International Hydrographic Review. 1933. No. 2. P. 28–49.

360. Wüst G., Defant A. Atlas zur Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Schnitte und Karten von Temperatur, Salzgehalt und Dichte // Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. Meteor 1925–1927. 1936. Vol. 6. 103 p.

361. Zatsepin A. G., et al. Circulation in the southwestern part of the Kara Sea in September 2007 // Oceanology. 2010. Vol. 50, iss. 5. P. 643–656. <https://doi.org/10.1134/S0001437010050024>.

362. Zenk W., Armi L. The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope // Deep-Sea Res. Part A. Oceanographic Research Papers. 1990. Vol. 37, no. 12. P. 1805–1823. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90079-B](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90079-B).

363. Zhang R., Delworth T. L., Held I. M. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34, iss. 2. L02709 [6 p.]. <https://doi.org/10.1029/2006GL028683>.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
FOREWORD	7
 ГЛАВА 1. ГЛОБАЛЬНЫЙ КОНВЕЙЕР. ВОДНЫЕ МАССЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ.....	9
1.1. Классификация водных масс Северной Атлантики.....	12
1.1.1. Поверхностные водные массы	16
1.1.2. Исландская промежуточная водная масса (ИПВ)	17
1.1.3. Антарктическая промежуточная водная масса (ААПВ)	18
1.1.4. Средиземноморская водная масса (СМВ)	18
1.1.5. Североатлантическая глубинная водная масса (САГВ) и ее составляющие.....	22
1.1.6. Антарктическая донная водная масса (ААДВ)	27
 ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСОВ	32
2.1. Описание массивов данных, используемых для оценки тепломассопереносов	32
2.2. Методики расчета тепломассопереносов и их отдельных компонент.....	35
2.2.1. Методика расчета меридиональных переносов тепла	38
2.2.2. Методика расчета дрейфовых меридиональных тепломассопереносов.....	41
2.2.3. Методика расчета свердруповских переносов массы и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией.....	43
 ГЛАВА 3. ОЦЕНКИ СРЕДНИХ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСОВ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ.....	45
3.1. Среднемноголетние интегральные меридиональные переносы массы и тепла	45
3.2. Среднемноголетние дрейфовые меридиональные переносы массы и тепла	51
3.3. Среднемноголетние свердруповские переносы массы и перенос тепла, обусловленный горизонтальной свердруповской циркуляцией	53
3.4. Среднемноголетние расходы течений системы Гольфстрим	55
3.5. Баланс массы и перенос тепла в Субтропической Атлантике (27° с. ш.).....	57
 ГЛАВА 4. ВНУТРИГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСОВ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ.....	59
4.1. Внутригодичная изменчивость интегрального меридионального переноса тепла	59
4.2. Внутригодичная изменчивость дрейфового меридионального переноса массы и тепла	61
4.3. Внутригодичная изменчивость системы течений Гольфстрим	63
 ГЛАВА 5. СИНОПТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ ПЕРЕНОСОВ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И ЕЁ ВКЛАД В ИНТЕГРАЛЬНЫЙ МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ ТЕПЛОПЕРЕНОС	70
5.1. Вихревые переносы тепла по данным зональных гидрологических разрезов.....	70
5.2. Вихревые переносы тепла по данным автономных буйковых станций	73

ГЛАВА 6. МЕЖГОДОВАЯ И МЕЖДЕСЯТИЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ПЕРЕНОСОВ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ	77
6.1. Оценка вклада дисперсии, обусловленной изменчивостью меридиональных переносов массы/тепла различных масштабов, в суммарную дисперсию.....	77
6.2. Межгодовая и междесятилетняя изменчивость меридиональных переносов массы/тепла	79
6.3. Межгодовая и междесятилетняя изменчивость системы течений Гольфстрим	86
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	91
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	92
ОГЛАВЛЕНИЕ	118
CONTENTS	120
ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ	122

CONTENTS

FOREWORD (in Russian)	5
FOREWORD	7
 CHAPTER 1. GLOBAL CONVEYOR. WATER MASSES OF THE NORTHERN ATLANTIC	9
1.1. Classification of the water mass of the North Atlantic	12
1.1.1. Surface water masses.....	16
1.1.2. Icelandic intermediate water mass (IIWM)	17
1.1.3. Antarctic intermediate water mass (AIWM)	18
1.1.4. Mediterranean water mass (MWM)	18
1.1.5. North Atlantic deep water mass (NADWM) and its components	22
1.1.6. Antarctic bottom water mass (ABWM)	27
 CHAPTER 2. MATERIALS AND METHODS OF RESEARCH	32
2.1. Description of data arrays, used to estimate heat and mass transfers	32
2.2. Methods of calculation heat and mass transfers and their individual components	35
2.2.1. Method of calculation meridional heat transfers	38
2.2.2. Method of calculation of drift meridional heat and mass transfers	41
2.2.3. Method of calculation of Sverdrup mass transfers and heat transfers due to the horizontal Sverdrup circulation	43
 CHAPTER 3. EVALUATION OF AVERAGE MERIDIONAL HEAT AND MASS TRANSFERS IN THE NORTHERN ATLANTIC	45
3.1. Average multiyear integral meridional mass and heat transfers	45
3.2. Average multiyear drift meridional mass and heat transfers	51
3.3. Average multiyear Sverdrup mass transfers and heat transfer due to horizontal Sverdrup circulation.	53
3.4. Average multiyear expenditures of the Gulf Stream system	55
3.5. Mass balance and heat transfer in the subtropical Atlantic (27°N)	57
 CHAPTER 4. INTRA-ANNUAL VARIABILITY OF MERIDIONAL HEAT AND MASS TRANSFERS IN THE NORTHERN ATLANTIC	59
4.1. Intra-annual variability of the integral meridional heat transfer	59
4.2. Intra-annual variability of drift meridional mass and heat transfer	61
4.3. Intra-annual variability of the Gulfstream system currents.....	63
 CHAPTER 5. SYNOPTIC VARIABILITY OF MERIDIONAL HEAT TRANSFERS IN NORTHERN ATLANTIC AND THEIR CONTRIBUTION TO THE INTEGRAL MERIDIONAL HEAT TRANSFER	70
5.1. Vortex heat transfer from zonal hydrological sections	70
5.2. Vortex heat transfer from autonomous buoy stations	73
 CHAPTER 6. INTER-ANNUAL AND INTER-DECADE VARIABILITY OF MERIDIONAL CIRCULATION AND HEAT TRANSFERS IN NORTHERN ATLANTIC	77
6.1. Evaluation of the dispersion contribution due to the variability of meridional mass/heat transfers of various scales to the total dispersion	77

6.2. Inter-annual and inter-decade variability of the meridional mass/heat transfers	79
6.3. Inter-annual and inter-decade variability of the Gulf Stream currents system	86
CONCLUSION	91
REFERENCES	92
CONTENTS (in Russian)	118
CONTENTS	120
ACCEPTED NOTES	122

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ААПВ – Антарктическая промежуточная водная масса
ААДВ – Антарктическая донная вода
ААШВ – Антарктическая шельфовая вода
АМЯЦ – Атлантическая меридиональная ячейка циркуляции
АТ – Антильское течение
АЦТ – Антарктическое циркумполярное течение
ВДВ – Донная водная масса восточного бассейна
ВЗК – Внутритропическая зона конвергенции
ВКС – верхний квазиоднородный слой
ВСАГВ – верхняя Североатлантическая глубинная водная масса
ВСМВ – верхняя Средиземноморская водная масса
ВЦПВ – верхняя часть циркумполярной водной массы
ДМП – дрейфовые меридиональные переносы
ДМПМ – дрейфовые меридиональные переносы массы
ДМПТ – дрейфовые меридиональные переносы тепла
ДПВ – Датского пролива водная масса
ЕПС – единица практической солёности
ЗГПТ – Западное глубинное пограничное течение
ИПВ – Исландская промежуточная водная масса
ИШГВ – Исландско-Шетландская водная масса
ЛВ – Лабрадорская водная масса
МГЭИК – Межгосударственная группа экспертов по изменению климата
МПТ – меридиональный перенос тепла
МЦ – меридиональная циркуляция
НСАГВ – нижняя Североатлантическая глубинная водная масса
НСМВ – нижнее ядро Средиземноморской водной массы
ПФЗ – полярная фронтальная зона
СААФ – Субантарктический фронт
САГВ – североатлантическая глубинная водная масса
САК – Североатлантическое колебание
САХ – Срединно-Атлантический хребет
СбАр – Субарктическая поверхностная водная масса
СбПМВ – Субполярная модальная водная масса
СбППВ – Субполярная поверхностная водная масса
СбТМВ – Субтропическая модальная водная масса
СбТПВ – Субтропическая поверхностная водная масса
СМВ – Средиземноморская водная масса
ССАГВ – Средняя Североатлантическая глубинная водная масса
ССАК – Северный субтропический антициклонический круговорот
ССПВ – Северная субтропическая поверхностная водная масса
ССЦК – Северный субполярный циклонический круговорот
СтПВ – Северотропическая поверхностная водная масса
СФЗ – субполярная фронтальная зона
СЭБИР – Совместный эффект бароклинности и рельефа дна
ТПО – температура поверхности океана
УГВ – Глубинная водная масса моря Уэдделла
ФТ – Флоридское течение

ЭПВ – Экваториальные поверхностные водные массы
 ЮПФ – Южный полярный фронт
AMUSE – *A Mediterranean Undercurrent Sceding Experiment* (Средиземноморский подводный эксперимент)
AOML – *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory* (Атлантическая океанологическая и метеорологическая лаборатория)
20CR – *20th Century Reanalysis* (реанализ XX века)
CLIVAR – Программа исследований изменчивости и предсказуемости климата
CFC – хлорфторметаны (фреоны)
CTD – *Conductivity Temperature Depth* (электропроводность, температура, глубина или термосолезонд)
GCOS – *Global Climate Observing System* (Глобальная система наблюдения за климатом)
GODAE – *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (Глобальный эксперимент по усвоению океанологических данных)
GOOS – *Global Ocean Observation System* (Глобальная система наблюдения за океаном)
ICSU – *International Council of Scientific Unions* (Международный совет научных союзов)
IOC – *Intergovernmental Oceanographic Commission* (Межправительственная океанографическая комиссия)
NCEP/NCAR – *The National Center for Environmental Protection / the National Center for Atmospheric Research* [Национальный центр по охране окружающей среды / Национальный центр атмосферных исследований (реанализ)]
NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration* (Национальное управление океанических и атмосферных исследований)
RAPID – *Rapid Climate Change Program* (Программа быстрого изменения климата)
SCOR – *Scientific Committee on Ocean Research* (Научный комитет по исследованию океана)
SOC – Саутгэмптонский океанографический центр
STACS – *Subtropical Atlantic Circulation Study* (Исследование субтропической атлантической циркуляции)
UNESCO – *The United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* (Специализированное учреждение Организации Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры)
WATTS – *Western Atlantic Termohaline Transport Study* (Исследование термохалинного переноса в Западной Атлантике)
WCRP – *World Climate Research Program* (Всемирная программа исследований климата)
WOA – *World Ocean Atlas* (Атлас Мирового океана)
WMO – *World Meteorological Organization* (Всемирная метеорологическая организация)
WODB – *World Ocean Data Base* (База данных Мирового океана)
WOCE – *World Ocean Circulation Experiment* (Эксперимент циркуляции Мирового океана)
XBT – *Expendable Bathythermograph* (Обрывной термобатизонд)
 θ – потенциальная температура

Научное издание

Светлана Борисовна КРАШЕНИННИКОВА

**ВОДНЫЕ МАССЫ И ПЕРЕНОСЫ ТЕПЛА
В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Монография

Корректор Копытова О. Ю.

Формат 70х100/16. Усл. печ. л. 10,08. Тираж 300 экз. Заказ № 10А/11.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТИПОГРАФИЯ «АРИАЛ».

295015, Республика Крым, г. Симферополь, ул. Севастопольская, 31-а/2,
тел.: +7 978 71 72 901, e-mail: it.arial@yandex.ru, www.arial.3652.ru

Отпечатано с оригинал-макета в типографии «ИТ «АРИАЛ».

295015, Республика Крым, г. Симферополь, ул. Севастопольская, 31-а/2,
тел.: +7 978 71 72 901, e-mail: it.arial@yandex.ru, www.arial.3652.ru